BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

DE FRANCE

Publié avec le concours
du Centre National de la Recherche Scientifique

SIXIÈME SÉRIE

TOME PREMIER

Fascicule 8

Feuilles 40-48. *Planches XX-XXV*

SOCIÉTÉ FONDÉE LE 17 MARS 1830,
AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU ROI DU 3 AVRIL 1832

PARIS

AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, VIe

—

1951

JUIN 1952

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances et le Bulletin.**

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à *domicile* (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent *acheter* [1] à la Société : 1° avec une remise de 25 °/₀ les Comptes rendus et les Bulletins, la Bibliographie ; 2° avec une rem. de 20 °/₀ les **Mémoires de Géologie** (par mémoire), les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann.

Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation 1952 : 1.800 francs. Étranger : 2.000 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VIe.

Chèques postaux : Paris 173-72.

A propos d'un phénomène de croissance secondaire des feldspaths potassiques dans une microgranulite filonienne

par **Pierre Collomb**[1].

Planche XX.

Sommaire. — Les quartz à formes corrodées des roches microgrenues sont unanimement considérés, par un accord tacite, comme une preuve de la mise en place à l'état liquide de ces roches ; de même d'ailleurs que les bords francs et parallèles des filons. La présente note a pour but de décrire dans une roche présentant ces caractères un troisième temps de cristallisation, au cours duquel se développent en milieu solide des pœciloblastes d'orthose de grandes dimensions. L'auteur montre comment ces faits prennent place dans le problème de la genèse du granite.

Gisement et étude macroscopique.

Les phénomènes que je vais décrire se montrent dans un filon de microgranulite que l'on considére comme faisant partie du cortège filonien du granite de Villefranche-de-Rouergue. Les filons très nombreux de la région de Villefranche sont tous à peu près parallèles, dirigés approximativement du N au S. Celui qui nous intéresse est situé à la limite E de la ville. Sa puissance est d'environ 5 m et ses bords sont francs.

Sur le fond gris clair de la roche se détachent de nombreux *phénocristaux* de chlorite, quartz, plagioclase et orthose ; leur nombre est parfois si grand que la roche prend l'aspect d'un véritable granite. Certains *cristaux d'orthose* montrent de belles formes propres et sont de taille géante par rapport aux autres éléments ; ils englobent en leur sein des individus de taille normale de ces derniers. Examinons par exemple celui dont la photographie dans une section polie est représentée dans la planche XX, fig. 1. Ses dimensions réelles sont de 12 mm sur 8 mm, et l'on distingue à l'intérieur du parallélogramme des cristaux de quartz, de plagioclase et de chlorite. La même photographie rend bien compte de l'aspect général de la roche et de sa pâte finement cristalline.

1. Note présentée à la séance du 16 décembre 1951.

Étude microscopique.

L'examen microscopique en lames minces confirme le caractère microgrenu de la roche et permet de préciser la nature et la disposition de ses éléments.

La *pâte*, composée d'orthose, de quartz et de muscovite, est du type microgranulitique. L'orthose et le quartz forment une mosaïque fine dont les éléments ont des dimensions de l'ordre du dixième de millimètre. Les microlithes d'orthose sont jointifs et beaucoup plus abondants que ceux de quartz, qui sont isolés entre eux et présentent fréquemment de belles formes cristallines. De fines paillettes de mica blanc, dont la longueur est également de l'ordre du dixième de millimètre, sont approximativement alignées dans cette pâte suivant deux directions dominantes, donnant à l'ensemble une vague allure quadrillée.

La roche présentait primitivement des phénocristaux de biotite; ceux-ci sont maintenant réduits à l'état de *chlorite*, dont les cristaux sont chargés de *sphène* et parfois d'aiguilles de *rutile* disposées en un réseau hexagonal régulier. La biréfringence de ces chlorites est généralement très faible, avec les teintes bleues caractéristiques de la pennine, mais peut parfois s'élever jusqu'à celle de la biotite en certains points des cristaux dont la transformation est incomplète (biotite verte). Elles contiennent des zircons et de l'apatite à auréoles pléochroïques.

Les *quartz* du premier temps sont idiomorphes et présentent souvent des golfes de corrosion emplis par la pâte (pl. XX, fig. 3); ils contiennent des inclusions de chlorite en forme de gouttelettes, et j'ai pu voir l'une de celles-ci encore dans l'état de biotite parfaitement fraîche.

Les *plagioclases*, qui n'existent qu'à l'état de phénocristaux, de même d'ailleurs que la chlorite, sont fortement damouritisés; leurs mâcles sont cependant parfaitement visibles. Ces feldspaths sont souvent brisés et leurs plans de mâcle légèrement tordus. La détermination sur la platine de Fédoroff de l'un d'eux relativement peu altéré a donné un pourcentage d'anorthite de 34 % (oligoclase — andésine).

Les grands cristaux de feldspaths potassiques sont toujours perthitiques à des degrés divers. Il s'agit généralement *d'orthose* (2 V voisin de — 65°), mais on rencontre également des éléments de microcline rares et plus petits, d'angle d'axes voisin de — 84°. Les inclusions *microperthitiques* montrent souvent à un fort grossissement les macles de l'albite. Mais *le caractère essentiel de ces orthoses*, dont la taille dépasse de loin celle des phénocristaux précédents, *est de renfermer à leur intérieur des exemplaires plus ou moins nombreux et de taille normale de tous ces derniers.* Le dessin de la fig. 1 représente l'un de ces cristaux d'orthose, dont la plus grande dimension mesure 4 mm environ, et que montrent également les microphotographies 4 et 5 de

la planche XX : on y voit des quartz Q à formes corrodées, des plagioclases P très damouritisés, tout à fait semblables à ceux du reste de la roche et corrodés eux aussi (P_1 et P_2 par exemple), et de nombreuses chlorites. Les contours de l'orthose sont grossièrement ceux



FIG. 1. — Dessin un peu schématique du cristal d'orthose représenté sur les fig. 4 et 5 de la planche XX.

En inclusion dans l'orthose : quartz Q et plagioclases damouritisés P, « corrodés »; chlorites C; 1 et O_2 : « cœurs » plus altérés que le reste du cristal; *a* : zone de croissance filamenteuse; *b* : échancrure due à l'arrêt de croissance provoquée par l'amas voisin de phénocristaux inclus.

de la forme cristalline, mais les *bords ne sont pas francs* ; on peut voir que le gros cristal y est en continuité sur ces bords avec l'orthose de la pâte, fait particulièrement net en *a*, où j'ai figuré à l'aide de hachures une zone où d'assez longs filaments d'orthose à peu près perpendiculaires au bord du cristal s'insinuent entre les microlithes de quartz ; — une échancrure très nette du bord cristallin se montre en *b*, liée, semble-t-il, au petit groupe d'anciens phénocristaux en inclusion en cet endroit ; — enfin on peut distinguer en 1 et O_2 deux plages plus altérées que le reste du cristal et bien visibles de ce fait à l'aide de la lumière diffusée seule, qui permet de constater qu'il s'agit de squelettes d'anciens phénocristaux idiomorphes d'orthose, ne contenant aucune inclusion. Ce fait est assez général, et l'on peut dire que les grands éléments d'orthose se sont développés dans la roche après la consolidation de cette dernière, d'habitude à partir de phénocristaux déjà existants ; le fait est tout à fait analogue à celui décrit par Aug. Michel-Lévy [1890, p. 19 et 20] dans un microgranite lié au granite de Vallorcine et par A. Demay [1938, p. 27] pour un microgranite en continuité avec le granite de Châteauneuf-les-Bains. La roche contient aussi de la micropegmatite et celle-ci peut maintenant se trouver enclose dans un grand individu secondaire d'orthose à croissance pœcilitique, comme le montre la microphotographie 2 de la planche XX.

Explication du phénomène.

Michel-Lévy tentait d'expliquer le phénomène par une cristallisation en deux temps du liquide baignant les phénocristaux : d'abord cristallisation des individus pœcilitiques d'orthose et des plages de quartz également pœcilitiques, puis cristallisation de la pâte, en même temps que se terminait la phase précédente. Les faits que je viens d'exposer me paraissent démontrer de façon suffisante la formation à l'état solide de ces pœciloblastes. C'est d'ailleurs l'explication admise par A. Demay puis R. Perrin et M. Roubault pour des phénomènes analogues décrits respectivement dans les granites de Châteauneuf-les-Bains [A. Demay, 1935, p. 216 et 1937] et du Néouvielle [R. Perrin et M. Roubault, 1939, p. 155 et pl. III, fig. 10 et 11]. Dans le cas précédent cette croissance secondaire de l'orthose paraît même assez tardive, du fait que les feldspaths englobent uniquement de la chlorite, et non de la biotite fraîche (ce qui peut être, nous l'avons vu, le cas du quartz) ; il n'est même pas nécessaire que la température de la roche ait été élevée au moment de cette croissance, car on connaît le même genre de phénomène dans des grès pétrolifères [M. T. Heald, 1950].

On ne peut pas attribuer, d'autre part, le phénomène à une action de contact du granite de Villefranche, malgré la proximité de ce dernier, car on peut voir de nombreux autres filons de

microgranulite, semblables à celui dont il est question ici, recouper le granite [J. Bergeron, 1889, p. 271] : ils lui sont postérieurs. Il s'agit donc bien d'une phase tardive de la cristallisation du magma ayant rempli le filon ; il n'est pas douteux, en effet, que ce dernier, dont les bords sont francs et rectilignes, ne se soit mis en place à l'état liquide.

J'ai constaté dans le cas présent la croissance en milieu solide des seuls feldspaths potassiques, et spécialement de l'orthose faiblement microperthitique ; mais Aug. Michel-Lévy [1890, p. 19 et 20] nous montre la croissance du quartz dans les mêmes conditions.

Liaison des faits exposés avec le problème de la genèse du granite.

Conclusions.

Étant donné que des aspects analogues ont été déjà constatés dans des granites [A. Demay, 1935 p. 216 ; 1937 p. 248 et 1938 p. 27 ; Aug. Michel-Lévy, 1890 p. 17 ; R. Perrin et M. Roubault, 1939, p. 155 et 158 et pl. III, fig. 10, 11 et 13], et qu'on y constate d'ailleurs la croissance des feldspaths plagioclases eux-mêmes ; comme d'autre part il ne peut s'agir ici, nous l'avons vu, d'une assimilation de la roche par le granite, *on est en droit de se demander si de nombreux granites ne proviennent pas de la recristallisation secondaire, à l'état solide, de roches mises en place à l'origine sous forme de magma éruptif.* A. Demay écrivait dès 1925 (p. 777), à propos de phénomènes de recristallisation du quartz dans les porphyres pyriteux de Huelva : « la possibilité d'une transformation profonde des roches éruptives dans leur gisement apparaît donc particulièrement évidente dans le cas des porphyres pétrosiliceux qui viennent d'être décrits... Peut-être devra-t-on tenir compte de tels phénomènes pour expliquer la genèse des roches éruptives profondes. » En 1947 (p. 249), il expliquait ainsi à partir de microgranites et de rhyolites la genèse du granite de Châteauneuf. R. Perrin et M. Roubault [1930, p. 113] n'excluent pas « l'hypothèse de la possibilité d'une simple recristallisation dans le solide d'une roche épanchée de même composition chimique (que le granite) ».

La description que je viens de faire d'un cas précis n'a d'autre objet que de prendre sa place dans l'ensemble des faits dont je viens de faire état, apportant ainsi une contribution, bien modeste il est vrai, à la solution du problème de la genèse du granite.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

Bergeron, J. (1889). — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du plateau central. Thèse, Paris.

Demay, A. (1925). — Les caractères microscopiques de quelques porphyres pyriteux de la région de Huelva et la genèse des gisements de pyrite. *B. S. G. F.* (4), XXV, p. 767-800.

— (1935). — Sur le faciès de contact du granite de Guéret et du granite de Gelles et des tufs dinantiens du Puy-de-Dôme et de la Creuse. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 215-217.

— (1937). — Sur la genèse du granite de Châteauneuf-les-Bains au bord E du massif de Guéret. *Ibid.*, p. 248-249.

— (1938). — Indications complémentaires sur le granite, les microgranites et les rhyolithes dinantiens de Châteauneuf-les-Bains. *Ibid.*, p. 27-28.

Heald, M. T. (1950). — Authigenesis in West Virginia sandstones. *Journ. Geol.*, vol. LVIII, n° 6, p. 624.

Michel-Lévy, Aug. (1890). — Étude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. I.

Perrin, R. et M. Roubault (1939). — Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5e sér. (pétrographie), n° 4.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XX

Fig. 1. — Photographie d'une section polie dans un échantillon de la microgranulite, montrant un cristal d'orthose dont les côtés mesurent 12 et 8 mm. On y distingue en inclusion de la chlorite (noire), du quartz (plus limpide que le fond feldspathique) et des plagioclases (plus laiteux que l'orthose). On retrouve les mêmes cristaux dans la pâte environnante, mais le quartz apparaît très sombre sur le fond microcristallin.

Fig. 2. — Microphotographie d'un cristal d'orthose, pœcilitique sur les bords (quartz blanc et plagioclase sombre), montrant en son centre une micropegmatite, dont le feldspath un peu plus altéré que le reste du cristal constitue le « cœur » de celui-ci. L. N. × 20.

Fig. 3. — Phénocristal de quartz montrant des phénomènes de corrosion très nets, dans la pâte microgranulitique. L. P. × 20.

Fig. 4 et 5. — Microphotographies d'un pœciloblaste d'orthose (pour explications, voir text.-fig. 1). Fig. 4 : L. N. × 20 ; fig. 5 : L. P. × 20.

N. B. — Les orientations du cristal dans les deux photographies diffèrent de 90° environ.

Clichés P. Collomb.

Sur deux espèces d'Ammonites inédites de d'Orbigny et sur une espèce nouvelle du tuffeau de Touraine

par **Jacques Sornay**[1].

Planche XXI.

Il existe dans la collection d'Orbigny un certain nombre d'espèces dont il n'est fait mention nulle part. Ces espèces manuscrites de d'Orbigny dont la création est évidemment postérieure à la publication du Prodrome en 1850, sont au nombre de 11 pour les Ammonites du Crétacé supérieur (Cénomanien-Sénonien).

En majorité, elles correspondent à des formes décrites depuis et ne sont donc pas valables. Cependant deux d'entre elles me paraissent représenter des formes nouvelles et devoir être conservées. Ce sont *Ammonites combesi* et *A. canthus* appartenant respectivement aux genres *Mammites* et *Prionotropis*.

Ammonites combesi d'Orb. *in litt.*

Text-fig. 1 *a*, *b*, *c*, *d*.
(*Pal. Univ.*, nouv. sér., n° 9.)

Diagnose. — Forme très embrassante, à tours déprimés, arrondis, plus larges que hauts. Ombilic profond, bordé d'une couronne de quatre tubercules principaux entre lesquels s'intercalent quatre faibles tubercules secondaires. Côtes grosses, mousses, écartées (12 au demi-tour) faiblement en relief, convergeant par deux ou trois en s'atténuant vers les tubercules ombilicaux. Elles forment de part et d'autre du dos, qui est plat, deux rangées de tubercules rapprochés et le traversent en s'effaçant presque complètement.

En démontant le dernier tour sur 2,5 cm environ, j'ai constaté que la partie jeune montre quatre rangs de tubercules dorso-latéraux (voir fig. 1 *c*) dont les deux rangées les plus près de l'ombilic s'effacent brusquement au diamètre de 55 mm en même temps que la section devient plus basse, pour donner l'aspect décrit plus haut.

Cloison de *Mammites* montrant une première selle grande, faiblement découpée, de contour arrondi et une deuxième selle moitié plus petite et de forme analogue. Autres éléments auxiliaires réduits à quelques ondulations. Premier lobe non franchement bifide.

1. Note présentée à la séance du 16 décembre 1951.

Affinités. — C'est certainement de *Mammites subconciliatus* Choff. sp. *em.* Karrenb. (1935) que se rapproche le plus l'espèce de d'Orbigny. L'ornementation est du même type et l'aspect

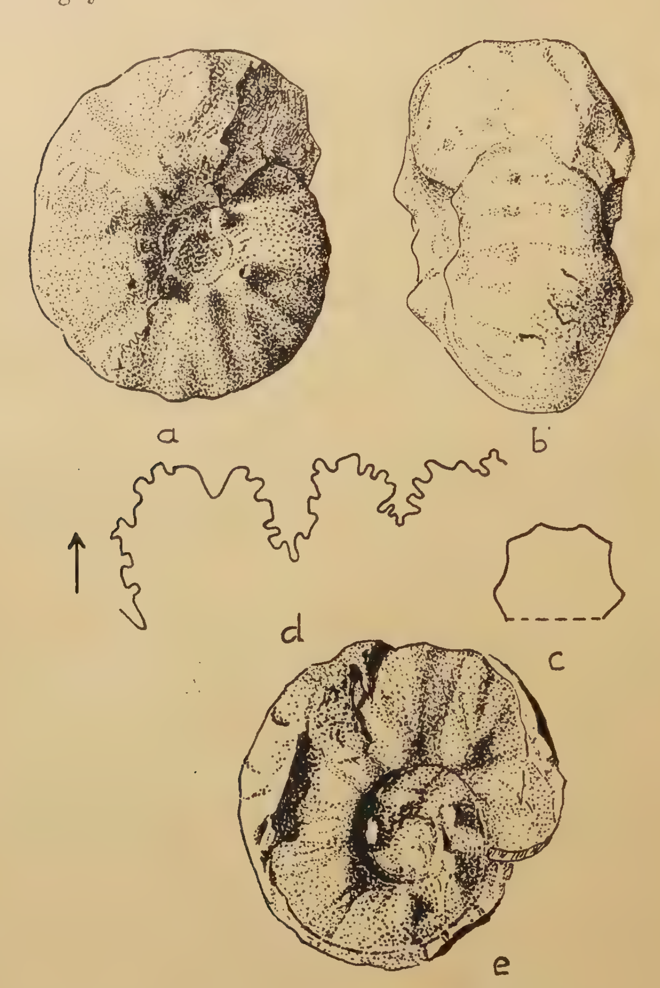


Fig. 1. — *a* à *d* : *Mammites combesi* d'Orb. *a* profil ; *b* face ; *c* section du tour. (Grand natur.) ; *d* cloison gross. 3 fois. *e* : *Prionotropis canthus* d'Orb. Vue des tours internes (contre-empreinte) × 2/3.

général est le même. Pourtant, chez la forme espagnole le dos est plus large, au moins dans les tours jeunes, l'ombilic est moins profond, les tubercules ombilicaux moins puissants. Et surtout la cloison présente une première selle carrée avec une forte indentation, caractères qui ne se retrouvent pas dans la suture

d'*Ammonites combesi.* Cela me semble suffisant pour justifier la séparation des deux espèces et maintenir celle de d'Orbigny sous le nom de *Mammites combesi.*

Origine et niveau. — Les syntypes de d'Orbigny proviennent de Fumel (Lot-et-Garonne) et sont au nombre de trois : le lectotype (diam. : 768 mm, hauteur 1er tour : 32 mm.; diam. ombilic : 17 mm) ; un demi-tour très abimé et 3/4 de tour d'une jeune Ammonite dont l'attribution à l'espèce est plus que douteuse.

D'Orbigny donne son espèce comme cénomanienne mais comme, à Fumel, la carte géologique n'indique que du Turonien transgressif sur le Jurassique, il est plus probable qu'il s'agit de Ligérien.

Ammonites canthus d'Orb. *in litt.*

Text-fig. 1 *e* et 2.
(*Pal. Univ.* nouv. sér., n° 8.)

Diagnose. — Représentée par un demi-tour correspondant à la chambre d'habitation et la contre-empreinte des tours internes, c'est une forme à tours moyennement embrassants, légèrement comprimés, à flancs plats, plus hauts que larges. Dos en forme de toit à faible pente, portant en son milieu une file de faibles tubercules. Ces derniers donnent naissance à de courtes côtes mousses, souvent floues, faiblement rejetées en arrière et s'atténuant rapidement. Elles se réunissent confusément sur les flancs à des ondulations primaires environ moitié moins nombreuses, à peine visibles et qui viennent elles-mêmes aboutir isolément, ou à plusieurs, à des tubercules obsolètes situés sur le bord ombilical. Ce type d'ornementation, net au début de la chambre d'habitation, tend à s'effacer vers la partie voisine de l'ouverture où ne s'observent plus sur les flancs que des stries fines mal visibles.

Cloison mal conservée présentant des caractères typiques de Prionotropidé.

La contre-empreinte incomplète des tours jeunes montre un enroulement du même type. Le bord ombilical est élevé, entouré par une couronne de puissants tubercules, d'où partent de fortes côtes primaires larges et arrondies. Leur raccord avec l'ornementation dorsale ainsi que cette dernière ne sont pas conservés.

Dimensions : diam. : 125 mm ; hauteur 1er tour : diam. ombilic. : 38 mm.

Affinités. — *Ammonites canthus* appartient à un groupe très polymorphe de *Prionotropis* abondamment représenté dans le tuffeau de Touraine et dont les individus sont ordinairement déterminés dans les collections comme *Prionotropis papalis* d'Orb. (1840). Mais, bien que les affinités du groupe avec cette espèce soient évidentes, il est nettement plus proche de *P. schlu-*

terianum Laube et Br. (1887) et de la figuration de cette forme dans Petrascheck [1902].

Ammonites canthus représente, dans ce groupe, une espèce remarquable par sa faible ornementation et qui, par ce caractère, se distingue nettement de toutes les autres formes du tuffeau de Touraine appartenant au genre *Prionotropis*.

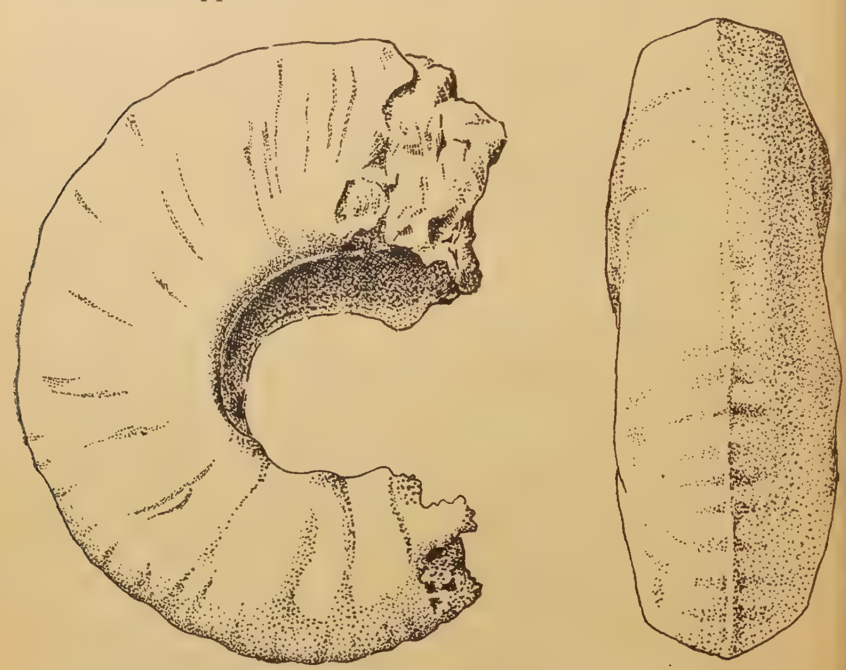


Fig. 2. — *Prionotropis canthus* d'Orb. × 2/3.

Au contraire, la forme que je décris maintenant représente, toujours dans le même groupe de *Prionotropis*, un type remarquable par la puissance de son ornementation. Il s'agit d'un échantillon de la collection Péron (Muséum, Coll. Paléontologie) provenant de Bourré (L.-et-Ch.) et dont les caractères sont si spéciaux que je n'ai pas hésité à en faire une espèce nouvelle, bien que n'en possédant actuellement qu'un seul échantillon.

Prionotropis turoniensis n. sp.

Pl. XXI.

Diagnose. — Forme embrassante, à tours épais, un peu plus larges que hauts. Le dernier tour porte six tubercules ombilicaux dont les quatre premiers sont extrêmement forts et pointus. Ceux qui leur

succèdent sont très faibles et le sixième se réduit à un léger bombement du test. De chaque tubercule partent deux côtes très larges, floues. Une ou deux côtes analogues viennent aboutir au bord ombilical entre les tubercules.

Les côtes se renflent assez régulièrement sur le dos en donnant un tubercule conique, l'ensemble de ces tubercules dessinant deux files parallèles de part et d'autre du dos au raccord des flancs (12 tubercules au demi-tour sur le dernier tour).

Le dos est en forme de toit, orné sur ses deux pentes de côtes assez peu nettes partant des tubercules dorso-latéraux et aboutissant à une file de tubercules siphonaux (21 tubercules au demi-tour sur le dernier tour).

L'ornementation qui vient d'être décrite est celle du dernier demi-tour correspondant à la chambre d'habitation. Le demi-tour précédent dont la conservation est très mauvaise, laisse cependant reconnaître une ornementation du même type que celle du début de la chambre d'habitation. Tours internes et cloison inconnus.

Dimensions : diam. : 118 mm ; haut. 1er tour : 50 mm ; diam. ombil.: 36 mm.

Affinités. — Par son ornementation si spéciale cette forme doit être mise sans hésitation dans le genre *Prionotropis*. Comme *P. canthus* d'Orb. sp., elle appartient au groupe très variable d'espèces dont *P. schlueterianum*, *P. papaliforme* Laube et Bruder et *P. papalis* d'Orb. sp. sont les représentants.

BIBLIOGRAPHIE

Karrenberg (1935). — Ammon. Nordspan. Oberkreide. *Palaeontogr.*, t. 82, p. 134, pl. 30, fig. 5-6, pl. 3, fig. 4.

Laube, G. et G. Bruder (1887). — Ammon. böhm. Kreide. *Ibid.*, t. 33, p. 236, pl. 27, fig. 2-3.

Orbigny, A. d' (1840). — Paléontol. franç. Terrains Crétacés, t. I, p. 354, pl. 109.

Petrascheck, W. (1902). — Ammon. sachs. Kreide. *Beitr. Pal. Geol. Oesterr. Ung.*, t. 14, p. 150, pl. 11, fig. 3, pl. 12, fig 1.

LÉGENDE DE LA PLANCHE XXI

Prionotropis turoniensis n. sp. × 2/3.

Sur quelques Trilobites nouveaux ou incomplètement connus du Massif armoricain

Par **Jean Pillet**[1].

Planche XXII.

Sommaire. — L'étude d'un matériel nouveau permet de préciser la connaissance de quelques espèces de Trilobites éodévoniens du Massif armoricain : *Dechenella* (*Basidechenella*) *andegavensis* D. P. Œhlert 1889, *Cryphina andegavensis* D. P. Œhlert 1889, d'en décrire une nouvelle : *Dech.* (*Basidech.*) *Rogeri* n. sp., et de préciser les caractères du genre *Cryphina* (*Asteropyginae*, Trilob.). Un nouveau Trilobite, *Phacopidella* (*Denckmannites*) aff. *Volborthi* (Barrande 1852) est découvert dans le Gothlandien armoricain.

En 1889, D. et P. Œhlert décrivirent plusieurs espèces de Trilobites d'après des céphalothorax et pygidiums isolés provenant des calcaires d'Angers (Emsien), l'une d'elles (*Cryphina andegavensis*) devenant le type d'un nouveau genre, une autre (*Probolium Galloisi*) provoquant l'établissement du genre *Probolium*. Le caractère fragmentaire des spécimens étudiés par Œhlert fut à l'origine de nombreuses discussions concernant la validité et les rapports de ces genres et espèces. La découverte de nouveaux échantillons vient compléter la connaissance de ces formes et préciser leurs relations.

Dechenella (*Basidechenella*) *incerta* D. P. Œhlert 1889.

Pl. XXII, fig. 1 *a-d* et text-fig. A a et B c.

1889. *Dechenella? incerta* D. P. Œhlert [1889, p. 749, 757, pl. XIX, fig. 1 ; pl. XVIII, fig. 9, 9 a].
1912. *Dechenella* (?) *incerta* R. Richter [1912, p. 328].
1925. *Dechenella incerta* O. Couffon [1925, p. 64].
1928. *Dechenella ? incerta* J. Péneau [1928, p. 150].
1932. *Dechenella incerta* (= *D. Kayseri*) J. Péneau [1932, p. 73].
1942. *Dechenella* (?) *incerta* R. E. Richter [1942, p. 164].
1950. *Dechenella ? incerta* R. E. Richter [1950, p. 179].

Matériel étudié : 4 pygidiums, carr. de Saint-Malô (Saint-Barthélémy d'Anjou) ; 1 céphalothorax incomplet (carr. de

1. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.

Chauffour, Saint-Barthélémy d'Anjou) et de nombreux fragments de glabelles isolées.

Gisement : Calcaire d'Angers (Emsien).

Description : Glabelle de forme ogivale, plus longue (11,5 mm) que large (10,5 mm), le maximum de largeur étant situé à l'union du 1/4 postérieur et des 3/4 antérieurs, la base étant nettement rétrécie (9 mm). Extrémité frontale mousse, bords latéraux à peine concaves en dehors dans le tiers antérieur, presque rectilignes. 3 paires de sillons latéraux, obliques en arrière et en dedans, très faibles, l'antérieure moins profonde que la moyenne qui est égale à la postérieure. Elles ne s'étendent que sur le tiers de la largeur de la glabelle. Yeux de taille moyenne, peu saillants, situés en regard de la partie la plus large de la glabelle. Anneau occipital large et plat. Branches antérieures de la suture divergentes, rejoignant la bordure à 11 mm de la ligne médiane et s'inclinant alors en dedans. Branches postérieures presque transversales. Bordure frontale large (3 mm), plate, limitée par un sillon net. Joues mobiles larges, plates. Angles génaux non conservés. Test finement granuleux.

Le pygidium a été décrit par D. P. Œhlert, les autres portions du corps ne sont pas conservées.

Observations : R. Richter [1912, p. 328] discuta l'attribution de cette espèce au genre *Dechenella*, et émit des doutes sur l'assimilation de la fig. 1, pl. XIX, prise pour type par Œhlert, et des fig. 9 et 9 *a* à une même espèce.

R. et E. Richter [1942, p. 164-165] discutèrent longuement les relations entre *D. incerta* et deux autres espèces décrites par Œhlert dans le même travail : *Cryphina andegavensis* et *Probolium Galloisi*. Ils émirent l'hypothèse : que *D. incerta* et *Cr. andegavensis*, connus seulement par le pygidium, pourraient être deux aspects de conservation d'une même forme, la bordure lisse du pygidium de *Dechenella incerta* correspondant à l'empreinte externe, les courtes épines de la bordure de *Cryphina* représentant l'empreinte interne, interprétation rejoignant l'erreur de Schmidt [1907] qui décrivit comme « *Cryphaeus* » un *Dalmanites* des Siegen-Stufe ; d'autre part, ils pensèrent que *Probolium Galloisi* pourrait être le céphalothorax de *Cryphina andegavensis*.

L'absence de bons échantillons permettait ces hypothèses. Depuis l'étude de Œhlert, seuls quelques mauvais fragments de glabelle pouvant appartenir à un *Dechenellidae* avaient été découverts à Chauffour, mais insuffisants pour permettre une discussion. De nouvelles recherches dans ce gisement ont permis de recueillir un céphalothorax presque complet de *Dechelnela* (coll. E. Roger) auquel on peut, par comparaison, rappor-

ter les nombreux fragments antérieurement connus), une glabelle avec les lignes suturales et de nombreux pygidiums de *Cryphina andegavensis* présentant tous les états de conservation. Ces nouveaux éléments permettent de reprendre le problème.

1. — *Dechenella* (*Basidechenella*) *incerta* et *Cryphina andegavensis* sont certainement distincts. La confusion était certes possible ; en se fondant sur les figures de D. P. Œhlert, et en supprimant la bordure épineuse de *Cryphina*, on obtenait une image très peu différente de celle de *Dechenella*. Mais ces auteurs faisaient déjà observer dans le texte (p. 760) : « les épines sont creuses, de sorte que les denticulations se reproduisent sur le moule interne ». Les observations nouvelles confirment pleinement cette description : les épines de *Cryphina andegavensis* existent lorsque l'échantillon est muni de son test et lorsqu'il l'a perdu. Nous figurons un exemplaire à demi décortiqué, sur lequel les épines sont visibles également des deux côtés.

Certains spécimens de *Dech.* (*Basidech.*) *incerta* présentent, sur la bordure, des stries peu marquées qui auraient la direction des épines de *Cryphina* et correspondent à l'extrémité des côtes latérales (celles-ci ne se terminent donc pas brusquement contre le limbe comme l'affirment D. et P. Œhlert, p. 757). Mais ces stries n'échancrent jamais le contour de la bordure qui est toujours lisse, jamais denticulé. Elles sont toujours très fines et ne simulent jamais les épines de *Cryphina*. Surtout, elles n'existent qu'à la surface du test, jamais sur le moule interne (l'inverse donc de l'hypothèse de R. E. Richter). L'existence de telles stries n'est d'ailleurs pas rare chez *Dechenella* (*Dech.* (*Dech.*) *setosa* Whidborne 1888, *Dech.* (*Dech.*) *rittbergensis* Zimmermann 1912 ainsi que chez *Schizoproetus onyx* (R. Richter 1912).

Enfin, la morphologie du pygidium lui-même est différente : la convexité des lobes latéraux est faible et régulière chez *D. incerta* ; elle est forte et irrégulière chez *Cr. andegavensis*, où les côtes tombent de façon abrupte sur la bordure.

2. — On peut aujourd'hui discuter plus facilement les relations spécifiques de *Dechenella incerta*. En 1932, M. J. Péneau rapproche cette espèce de *D. Kayseri*. En faisant abstraction de la différence de taille, qui est un faible argument spécifique, les deux espèces sont voisines. Cependant, chez *D. Kayseri*, la bordure frontale non limitée par un sillon, les yeux plus petits, les branches antérieures de la suture moins divergentes interdisent de réunir les deux espèces.

Dechenella (?) *Hofensis* Leyhold 1897 se rapproche par la

forme générale de la glabelle, mais est nettement distinct par l'importance des sillons latéraux, la forme et la position des yeux, la bordure frontale concave.

Les autres espèces de *Dechenella* sont encore plus éloignées.

3. — La connaissance du céphalothorax permet de discuter la position systématique de l'espèce. Parmi les divers sous-genres de *Dechenella*, c'est à *Basidechenella* qu'on doit la rapporter en raison surtout de la faible réduction de la glabelle en avant, du champ jugal plat, des sillons latéraux faiblement marqués. *Dech.* (*Dechenella*) s'en distingue aisément par sa glabelle de forme trifoliée, ses sillons latéraux profonds, ses champs jugaux en triangle surélevé. *Dech.* (*Paradechenella*) a des sillons dorsaux presque parallèles, des sillons latéraux profonds, des champs jugaux fortement convexes, mais s'en rapproche par la divergence marquée des branches antérieures de la suture.

Dechenella (*Basidechenella*) *Rogeri* n. sp.

Pl. XXII, fig. 2 *a*, *b* et text-fig. A *b*.

Matériel : Un céphalothorax complet, disloqué selon les sutures. Coll. E. Roger ; un spécimen entier, mais très incomplet. Coll. J. Pillet ; Musée d'Angers.

Gisement : Calcaire d'Angers (Emsien), carrière de Chauffour près Saint-Barthélémy.

Description : Céphalothorax parabolique, limité par une bordure plate, non séparée par un sillon. Glabelle ogivale, assez fortement rétrécie en avant, plus longue (5 mm) que large (4 mm), rétrécie à la base, ornée de 3 paires de sillons latéraux très peu marqués. Champ préglabellaire large, aplati. Yeux de taille réduite, saillants. Anneau occipital étroit, un peu rétréci latéralement, séparé de la glabelle par un sillon profond et large. Petits lobes occipitaux nets. Branches antérieures de la suture pas très divergentes, branches postérieures presque transversales. Joues mobiles très larges, assez peu convexes. Pointes génales courtes, larges à la base, aiguës. Le test semble lisse.

Thorax avec 7 segments conservés. Axe assez étroit, à anneaux aplatis. Côtés bien plus larges que l'axe.

Pygidium insuffisamment conservé, hypostome inconnu.

Dimensions : Longueur totale 30 mm (céphalothorax : 9 mm) ; largeur : 18 mm

Observations : Il semble indispensable de créer pour cette forme une espèce nouvelle. La forme de la glabelle, la largeur des joues, l'aspect de la bordure et des pointes génales la séparent de toutes les espèces actuellement connues.

Cryphina andegavensis ŒHLERT 1889.
Pl. XXII, fig. 3 et text-fig. B *a b* et C.

1889. *Cryphina andegavensis* D. P. ŒHLERT [1889, p. 749, 758, pl. XVIII, fig. 8].
1928. *Cryphina andegavensis* J. PÉNEAU [1928, p. 168].
1932. *Cryphina andegavensis* J. PÉNEAU [1932, p. 74].
1942. *Cryphina andegavensis* R. E. RICHTER [1942, p. 164].

MATÉRIEL ÉTUDIÉ : Nombreux pygidiums. Carrières Saint-Malô et Chauffour (Saint-Barthélémy d'Anjou).

GISEMENT : Calcaires d'Angers (Emsien).

DESCRIPTION : Voir Œhlert [1889, p. 758].

OBSERVATIONS : Nous avons évoqué les rapports avec *Dechenella* (*Basidechenella*) *incerta*. Que doit-on penser de l'hypothèse de la réunion de *Cr. andegavensis* et de *Probolium Galloisi ?* Actuellement, aucune preuve formelle n'écarte cette conception, mais cependant de nombreux arguments indirects s'y opposent :

Le pygidium de plusieurs espèces de *Probolium* de l'Amérique du Nord est connu, et il ne présente jamais le type *Cryphina* : celui de *Pr. nasutus* (CONRAD 1841), type du genre, est muni d'une bordure lisse et régulière, et se termine par une étroite épine médiane aiguë, aussi longue ou plus longue que le reste du pygidium. Celui de *Pr. palaceus* (SAVAGE 1913) est également muni d'une épine médiane et ne possède pas non plus de denticules latéraux.

Par ailleurs, R. et E. Richter ont publié en 1942 la découverte d'une autre espèce de *Cryphina* (*Cr. gdoumontensis*) du Gédinnien de l'Ardenne. Avec le pygidium, qui est indubitablement un *Cryphina*, fut recueilli un céphalothorax, qu'ils assimilent à la même espèce et qui a l'aspect général d'un *Asteropyge*. La découverte associée d'un pygidium de *Cryphina* et d'un céphalothorax voisin d'*Asteropyge* a la plus grande importance pour la position systématique du genre. Or, en 1947, était visible, sur le front de taille de la carrière Chauffour, un fragment de céphalothorax très voisin de celui de *Cr. gdoumontensis*, qu'il ne fut malheureusement pas possible de dégager. Ce céphalothorax présentait les caractères suivants :

Glabelle grande, assez peu convexe, aussi large que longue. Sillons dorsaux assez peu divergents. Bord frontal arrondi. 3 paires de sillons dorsaux profonds, l'antérieure oblique en dedans et en arrière, les deux autres presque transversales. Anneau occipital large. Le bord frontal du céphalothorax est limité par une étroite bordure séparée de la glabelle par un sillon net. Il est

largement arrondi, sans aucune trace de pointe frontale. Yeux grands. Un dessin, pris sur place, illustre les principaux caractères de ce fragment unique qu'il n'a pas été possible de conserver. Le rapprochement avec *Cryphina gdoumontensis* permet de l'attribuer d'une façon peu douteuse à *Cryphina andegavensis*, d'autant plus qu'il fut découvert dans un banc où les pygidiums de cette espèce n'étaient pas rares [1].

Il est donc possible de concevoir le genre *Cryphina* de la façon suivante :

Genre *Cryphina* D. P. Œhlert 1889.

Génotype : *Cryphina andegavensis* D. P. Œhlert 1889.

Diagnose : Céphalothorax voisin d'*Asteropyge*, avec une glabelle grande, aussi large que longue, peu réduite en arrière. Sillons latéraux de type normal. Bordure frontale arrondie en avant, marquée par un étroit bourrelet. Yeux grands. Pointes

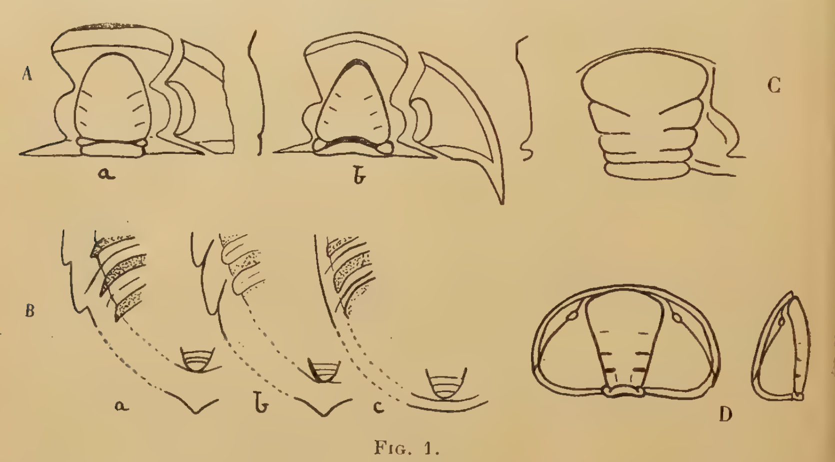


Fig. 1.

A. a : *Dech* (*Basidech.*) *incerta* D. P. Œhlert 1889, gr. nat. ; b : *Dech.* (*Basidech.*) *Rogeri* n. sp., gr. nat.

B. a : *Cryphina andegavensis* D. P. Œhlert 1889 ; b : *id.*, empreinte interne ; c : *Dech* (*Basidech.*) *incerta* D. P. Œhlert 1889.

C : *Cryphina andegavensis* ? D. P. Œhlert 1889. × 1/2.

D : *Phacopid.* (*Denckmannites*) aff. *Volborthi* (J. Barrande 1852), gr. nat.

génales ébauchées. Pygidium voisin de *Asteropyge*, essentiellement caractérisé par la présence de 7 paires de denticules latéraux assez courts. Épine caudale médiane plus ou moins longue.

1. H. Lardeux a, depuis, recueilli à Chauffour deux céphalons absolument identiques, montrant en outre la large doublure frontale et le test grossièrement granuleux (*note ajoutée en cours d'impression*).

Extension : Éodévonien de l'Europe (Gédinnien-Emsien).

Rapports et situation systématique : Le genre *Cryphina* doit être placé dans les *Asteropyginae* comme l'ont montré R. et E. Richter [1942], et la découverte du céphalothorax confirme cette affirmation. R. et E. Richter placent également dans cette sous-famille les genres *Calmonia* et *Pennaia*, caractérisés le premier par 6 paires de denticules au pygidium, le second par 3 paires, après avoir démontré la non validité de la sous-famille *Calmoniinae* Delo 1935 que cet auteur avait fondée pour eux. Le pygidium de *Cryphina* ne peut être confondu avec celui d'aucun autre genre. Le céphalothorax est par contre très voisin de celui de *Asteropyge* (*Rhenops*) ; certes ce sous-genre possède des pointes génales très différentes, mais la plupart des autres caractères concordent. Il serait intéressant de reconnaître le parcours de la suture au bord frontal de *Cryphina*, et surtout de découvrir des échantillons entiers qui seuls pourront amener à une conclusion définitive.

Phacopidella (*Denckmannites*) aff. *Volborthi* (Barrande 1852).

Pl. XXII, fig. 4 et text-fig. D.

Matériel : Un céphalothorax avec 4 segments thoraciques ; un pygidium très laminé. Coll. J. Pillet, Musée d'Angers.

Gisement : Calcaires ampéliteux de La Meignanne (carr. du Brisson). Couches à *Monogr. Flemingi* var. *primus* Elles et Wood (Wenlockien).

Description : Céphalothorax de contour semi-circulaire, limité par une bordure bien marquée, même au bord frontal, séparée par un sillon étroit. Glabelle trapézoïdale, à grande base antérieure deux fois plus large que la petite base occipitale. Trois paires de sillons latéraux, l'antérieure peu visible. Sillons dorsaux rectilignes. Anneau occipital assez large. Yeux rudimentaires, facettes non conservées. Branche postérieure de la suture convexe en dehors, atteignant la bordure presque à l'angle génal. Angles génaux arrondis. Joues fixes larges et convexes, joues mobiles très réduites. Test couvert de fines granulations. Pygidium semi-circulaire, à axe peu saillant, nettement plus étroit que les lobes latéraux qui sont plats. Les autres caractères ne sont pas visibles.

Observations : Cet exemplaire fut recueilli en 1946 dans un bloc ampéliteux fissile, pétri de fossiles dont *Cardiola interrupta*, et de Graptolithes (*Monogr. Flemingi* var. *primus* Elles et Wood [1]). Aucune autre découverte n'étant venue compléter

1. A. Philippot. Les Graptolithes du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. — *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, VIII, 1950, p. 88, 260.

celle-ci, je crois utile de la faire connaître étant donné l'extrême rareté des Trilobites dans ces niveaux[1].

Seul le céphalothorax peut se prêter à une interprétation. Il s'agit manifestement d'un *Phacopidacea* à yeux très réduits. La forme aplatie et trapézoïdale de la glabelle, les sillons latéraux, la bordure, le rattachent avec certitude au genre *Phacopidella*. Les yeux réduits font éliminer le sous-genre *Phacop.* (*Phacopidella*), et l'ensemble des caractères le rattache au sous-genre *Phacop.* (*Denckmannites*) Wedekind 1914, l'existence de sillons latéraux profonds éliminant *Ph.* (*Dienstina*) R. E. Richter 1931 et le parcours de la suture, le rudiment oculaire, *Ph.* (*Ductina*) R. E. Richter 1931. Quant à la détermination spécifique, elle ne peut être que très fragile sur un spécimen aussi mal conservé. Nous nous contenterons de le rapprocher avec doute de *Ph.* (*Denck.*) *Volborthi* (Barrande 1852) de l'étage E de Bohême.

LÉGENDE DE LA PLANCHE XXII

Fig. 1. — *Dechenella* (*Basidechenella*) *incerta* D. P. Œhlert 1889.
a) Céphalothorax × 2. Moulage artificiel de la contre empreinte; Chauffour; coll. E. Roger. — b) Glabelle isolée × 3; Chauffour; coll. J. Pillet, Musée d'Angers. — c) Pygidium × 2; Saint-Malô; coll. Desmazières, Musée d'Angers. — d) Pygidium × 2; Saint-Malô; coll. Gallois, Musée d'Angers.

Fig. 2. — *Dechenella* (*Basidechenella*) *Rogeri* n. sp.
a) Céphalothorax disloqué[2] × 2,5. Chauffour; coll. E. Roger. — b) Spécimen entier, incomplet × 2; Chauffour; coll. J. Pillet.

Fig. 3. — *Cryphina andegavensis* D. P. Œhlert 1889. Pygidium × 2; Saint-Malô; coll. Couffon, Musée d'Angers.

Fig. 4. — *Phacopidella* (*Denckmannites*) aff. *Volborthi* (Barrande 1852). Céphalothorax et premiers segments thoraciques × 1,5. Calcaires ampéliteux à *Monograptus Flemingi* var. *primus*. Wenlockien. La Meignanne, carrière du Brisson; coll. J. Pillet; Musée d'Angers.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. Asselberghs, E. (1930). — Description des faunes marines du Gédinnien de l'Ardenne. *Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belgique*, nº 41.
2. Barrande, J. (1852). — Système silurien... Bohême, vol. I, Prague et Paris.
3. — 1872 : *Id.*, Suppl. au vol. I, Prague et Paris.
4. Couffon, O. (1924). — Le Dévonien en Maine-et-Loire. *Bull. Soc. Ét. scient. Angers*, nlle série, t. LIV, 1925, p. 33-98.

1. Voir Kerforne [1914].
2. La fig. 2a a été, par erreur, placée le haut en bas.

5. Delo, D. M. (1935). — A revision of *Phacopid* trilobites. *Journ. Pal.*, vol. 9, p. 402-426.
6. — (1940). — *Phacopid* trilobites of North America. *Geol. Soc. America, sp. pap.*, n° 29.
7. Hall, J. et J. M. Clarke. (1888). — Natural history of New York, part VI, Paleont. vol. VII, Albany.
8. Kerforne, F. (1914). — Sur la présence de *Calymene Blumenbachi* Brongn. dans le Gothlandien de Bretagne. *CR. Ac. Sc.*, t. CLVIII, p. 1458-1459.
9. Kozlowski, R. (1923). — Faune dévonienne de Bolivie. *Ann. Pal.*, t. XII, fasc. 1-2.
10. Œhlert, D. (1885). — Étude sur quelques Trilobites du groupe des *Prœtidae*. *Bull. Soc. Ét. scient. Angers*, 1886, p. 121-143, 2 pl.
11. Œhlert, D. et P. (1889). — Sur le Dévonien des environs d'Angers *B. S. G. F.*, [3], XVIII, p. 742-791, pl. XVIII-XXI.
12. Péneau, J. (1928). — Études strat. et paléont. dans le SE du Massif armoricain... *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest*, [4], VIII,
13. — (1932). — Contribution à l'étude du Dévonien d'Angers. *Bull. Soc. Ét. scient. Angers*, 1932, p. 69-76.
14. Pribyl, A. (1946). — Notes on the recognition of the Bohemian *Prœtidae*. *Rospravy, tridy české ak.*, XLVI, 10, p. 1-41, pl. 1-4.
15. Richter, R. (1912). — Beitr. zur. Kenntn. dev. Trilobiten I. Die Gattung *Dechenella*... *Abh. Senckenb. Naturf. Ges.*, Bd. 31, p. 239-340, pl. 18-21.
16. Richter, R. et E. (1926). — Beitr. zur Kenntn. dev. Trilobiten IV. Die Trilobiten des Oberdevons. *Abh. Preus. Geol. Landanst.*, N. F., H. 99.
17. — (1931) : Unterlagen zum Fossilium Catalogus, Trilobitae. V. *Senckenbergiana*, Bd. 13, p. 140-146.
18. — (1939). — Neue Beitr.... 4. Trilobiten aus dem Bosphorus-Gebiet., *Abh. Preus. Geol. Landanst.*, N. F., H. 190, p. 1-47, pl. 16-19.
19. — (1942). — Die Trilobiten der Weismes-Schichten... *Senckenbergiana*, Bd. 25, n°s 1-3, p. 156-179, 8 fig.
20. — (1950). — Arten der *Dechenellinae* (Tril.) *Ibid.*, Bd. 31, n°s 3-4, p. 154-184, 4 pl.
21. Schmidt, W. E. (1907). — *Cryphaeus* in den Siegener Schichten. *Z. deutsch. geol. Ges.*, Bd. 59.
22. Wedekind, R. (1911). — Klassification der *Phacopidae*. *Ibid.*, Bd. 63.

Deux Dasycladacées du Lias de Vendée

par **Jean Morellet** † et **Mireille Ters**[1].

Planche XXIII a.

Sommaire. — Situation, stratigraphie et pétrographie des gisements d'Hettangien de la côte vendéenne, dans lesquels ces Algues ont été trouvées. Caractères de leur habitat. Présentation d'une Dasycladacée nouvelle, trouvée par M. Ters et déterminée par J. Morellet.

Situation des gisements. — Les Algues calcaires qui font l'objet de cette étude ont été trouvées dans les terrains liasiques transgressifs sur le Massif armoricain, à l'extrémité NW du Bassin d'Aquitaine, sur le littoral vendéen. Les gisements étudiés sont échelonnés de Saint-Jean-d'Orbestiers, à 5 km au SE des Sables-d'Olonne, jusqu'à l'anse Saint-Nicolas, à 5 km au NW de Jard. Le Lias repose sur le gneiss, en placages discontinus, plus ou moins étendus et sous la forme de blocs basculés limités par des failles. Tous les échantillons de ces Algues ont été récoltés en falaise, aux points suivants, échelonnés du NW au SE : Saint-Jean-d'Orbestiers ; Le Caillola ; 200 m au S de La Mine ; 500 m au N de Bourgenai, sur le rocher dit : « Le petit Pissot » ; anse de la République ; anse Saint-Nicolas.

Ces Algues sont associées à une faune abondante décrite en 1934[2] et constituée par 18 espèces de Lamellibranches, 24 espèces de Gastropodes appartenant à des types connus. Une trentaine de formes nouvelles ont été récoltées et seront ultérieurement décrites.

On y trouve, en outre, des Brachiopodes, des Crinoïdes, des Oursins, des Polypiers et des Spongiaires. La faune trouvée dans le Lias du littoral est très voisine de celle des gisements de l'Hermenault et de Revroc, décrite par Chartron et Cossmann[3].

Niveau stratigraphique. — La stratigraphie de l'Hettangien est assez constante sur tout le littoral vendéen, excepté au Veil-

1. Note présentée à la séance du 16 décembre 1951.
2. M. Ters-Fouyé. L'Hettangien de la côte Sud des Sables-d'Olonne (Vendée). Dipl. Ét. sup. Fac. Sc. Rennes, 1934, Inédit.
3. Chartron et Cossmann. Note sur l'Infralias de la Vendée. I. Gastropodes. *B. S. G. F.* (4), II, 1902, p. 163-203, pl. III et IV. — II. Pélécypodes. *Ibid.*, (4), III, 1903, p. 497-545, pl. XVI-XVIII.

lon où les couches de base sont plus développées qu'ailleurs. Aux points étudiés, la succession des niveaux est la suivante :

1) Une couche d'argile verte, sableuse ou non, épaisse de 50 cm en moyenne, recouvre en discordance le substratum cristallophyllien. L'argile résulte avec évidence de la décomposition des micaschistes et des gneiss sous-jacents.

2) Au-dessus, la sédimentation est argilo-calcaire, sur 50 à 75 cm d'épaisseur.

3) Ces dépôts sont recouverts d'un banc généralement homogène et constant, de calcaire jaune nankin, épais de 0,25 m à 1 m.

4) Il est surmonté d'un niveau d'argile noire plus ou moins plastique, épais de 0,20 m en moyenne et contenant de nombreux débris de plantes. A Saint-Nicolas, il forme un véritable sapropèle.

5) Des bancs de calcaire brun massif, épais de 1 à 1,5 m, peu fossilifères, mais contenant cependant d'intéressantes formes de Nérinées géantes, à affinités triasiques, surmontent l'argile noire.

6) La partie supérieure de l'Hettangien est constituée par des calcaires en plaquettes, brun chocolat, souvent creusés de cargneules. Leur épaisseur varie de 2 à 3 m. C'est dans ce niveau, très fossilifère, qu'ont été trouvées les Algues.

État de conservation des fossiles. — Les terrains liasiques ont été localement imbibés par des venues hydrothermales, qui ont plus ou moins silicifié les calcaires et les argiles. La coquille originelle des fossiles n'est pas conservée. Il s'est développé un test de substitution, formé soit de calcite, dans les gisements restés calcaires (Saint-Nicolas, La République, le Petit Pissot), soit de quartz, dans les gisements silicifiés (200 m au S de La Mine, Le Caillola, Saint-Jean-d'Orbestiers).

Caractères de l'habitat. — D'après la faune toute littorale de Patelles, d'Huîtres, de Littorines qui leur est associée, ces Algues calcaires vivaient dans la région côtière, à un niveau très peu profond. L'absence, dans la faune, des Ammonites et des Bélemnites, qui n'apparaîtront en Vendée qu'au Charmouthien, est peut-être due à une profondeur insuffisante de la mer. Ce caractère côtier est corroboré par la nature du sédiment où sont conservés les fossiles : c'est un calcaire très souvent oolithique qui a dû se former dans une mer fortement agitée par les vagues et les courants. C'était aussi une faune de mer tiède, en raison de la présence des Cérithidés, des Nérinées (si abondantes dans les mers chaudes, à récifs de Coraux, du Jurassique supérieur), des Polypiers et des Spongiaires. La chaleur du climat est encore attestée par la présence, dans l'Hettangien des Deux-Sèvres, de

Fougères dont les pinules montrent un épaississement du limbe, dû à un climat sec et chaud.

Description des espèces

par **J. Morellet** †.

Les Dasycladacées de l'Hettangien de Vendée présentent le double avantage d'avoir conservé leur test et de pouvoir être souvent dégagées de leur gangue. On peut donc les étudier directement, comme les Algues tertiaires du Bassin de Paris, sans avoir recours aux lames minces, dont l'interprétation est souvent délicate. Parmi les matériaux accumulés par Mme Ters depuis de nombreuses années, j'ai retrouvé en abondance le *Diplopora* douteux que mon frère et moi avions déjà signalé à Simon-la-Vineuse et, en outre, reconnu la présence d'une intéressante forme nouvelle. Bien qu'il me soit impossible de saisir entièrement la structure de cette Algue, j'ai pensé qu'il serait utile de la décrire et de la figurer, ne serait-ce que pour attirer l'attention des spécialistes du Lias sur ce curieux organisme. Une étude préliminaire de cette Algue, classée parmi les Dasycladacées, a été présentée par M. Milon à la Société géologique et minéralogique de Bretagne, en mai 1933.

Matériel étudié et gisements.

Type. . . .	1 échantillon.		Anse Saint-Nicolas	(Pl. XXIII *a*, fig. 1 *b*).
Holotypes	3	—	*id.*	
Cotypes. .	8	—	*id.*	(Pl. XXIII *a*, fig. 1 *a*, *c*, et fig. 2).
	6	—	« Le Petit Pissot ».	
	2	—	200 m S de la Mine.	
	1	—	de très grande taille. Le Caillola.	
	4	—	Anse de Saint-Jean-d'Orbestiers.	(Coll. M. Ters).

Tersella incompleta n. g., n. sp.

Description. — La calcification de cette Algue est une coquille creuse en forme de massue, droite ou cintrée, ouverte à ses deux extrémités. Elle rappelle beaucoup celle des Bornételléees, mais s'en distingue essentiellement en ce que sa partie antérieure est perforée d'un large orifice et non terminée en doigtier. La surface externe, un peu bossuée, est couverte d'un réseau d'alvéoles vaguement polygonaux, perforés en leur centre, larges vers le milieu de la coquille, plus

petits et plus serrés vers l'extrémité postérieure et autour de la perforation antérieure. La paroi est mince. Malgré la cristallisation du test, on peut constater que chaque pore de la surface externe donne naissance à un canal, fortement dilaté vers son milieu, qui se dirige perpendiculairement à cette surface. La surface interne montre seulement la structure verticillée de la plante. Elle est creusée de grosses cavités hémisphériques, presque jointives, disposées en verticilles, souvent peu réguliers dans la partie médiane, mais d'une netteté parfaite vers la partie antérieure, autour de l'orifice ; dans cette région, le diamètre des cavités diminue progressivement. A l'intérieur de ces cavités, qu'il est impossible de débarrasser de toute gangue, on devine plutôt qu'on ne voit quelques pores irrégulièrement distribués (au moins 4 par cavité).

Dimensions. — Longueur maxima : 2 cm ; largeur maxima : 0,6 cm ; épaisseur de la paroi : 0,05 cm ; nombre d'éléments par verticilles : 30 à 40.

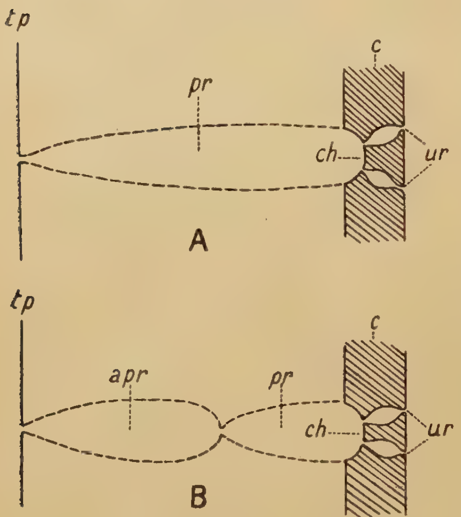


Fig. 1. — Essais de reconstitution schématique d'un élément de verticille.

tp : paroi de la tige principale ; *c* : partie calcifiée ; *ch* : cupules hémisphériques ; *ur* : ultimes ramifications d'un élément de verticille ; *pr* : pénultièmes ramifications ; *a pr* : antépénultième ramification.

Interprétation. — La paroi interne de la coquille ne présentant, entre les cavités hémisphériques, aucune trace d'orifice, il faut admettre que les canaux de la paroi débouchent tous dans ces cavités, par les pores signalés plus haut. Par ces pores et les canaux dilatés de la paroi passaient donc les ultimes ramifications des éléments verticillés et les cavités hémisphériques sont les moulages des extrémités distales des pénultièmes. Si la structure de la gaine calcaire qui enveloppait la plante se comprend aisément, en revanche son contenu nous est totalement inconnu, car il ne subsiste aucune trace de la calcification de la tige principale et des éléments verticillés qui reliaient cette dernière à la coquille. Par exemple, nous ignorons quelle place occupaient les sporanges ; nous ne pouvons savoir si les pénultièmes ramifications prenaient naissance directement sur la tige principale (fig. 1 A) ou si elles en étaient séparées par

un ou plusieurs éléments intercalaires (fig. 1 B) ; peut-être même, contrairement à ce que représente la fig. 1 B, chaque élément intercalaire, s'il existait, donnait-il naissance, non à une, mais à plusieurs ramifications.

Dans ces conditions, il est impossible d'assigner à notre coquille une place logique parmi les Dasycladacées. Mais comme, par les caractères de sa calcification, elle ne peut être rapportée à aucun genre déjà décrit, on peut affirmer qu'elle appartient à un genre nouveau : *Tersella*, que je suis heureux de dédier à Mme Ters.

Rapports et différences. — La calcification de *Tersella* n'est pas sans analogie avec celle de certains genres : *Petrascula* (Jurassique supérieur) par exemple, et surtout *Triploporella* (Jurassique supérieur et Cénomanien) dont la surface interne est d'une similitude frappante[1]. Mais notre coquille s'écarte de ces deux formes, de même que des Bornétellées, par la présence d'une large perforation à son extrémité antérieure. Par ce caractère, mais par lui seul, la calcification de *Tersella* se rapproche de celle de *Cymopolia*, et comme le squelette calcaire de *Cymopolia* se compose d'articles superposés, on pourrait se demander s'il n'en serait pas de même pour *Tersella*. Je ne le pense pas, car jamais les articles de *Cymopolia* n'affectent cette forme générale cintrée que l'on observe souvent chez *Tersella*, ni ne présentent vers leur base un rétrécissement aussi accusé. Chaque calcification de l'Algue vendéenne doit correspondre, non à un article, mais à la plante totale. Par l'orifice antérieur, de même que chez les articles terminaux de *Cymopolia*, devait passer une touffe de poils protoplasmiques.

Tersella incompleta augmente nos connaissances encore bien sommaires sur les Dasycladacées liasiques, en portant à quatre le nombre des espèces décrites. Pia n'en a signalé que deux : *Palaeodasycladus* (*olim Palaeocladus*) *mediterraneus* (Pia) de la Calabre[2] et *Sestrosphaera liasina* Pia du Vicentin[3], auxquelles il convient d'ajouter le *Diplopora* douteux de Simon-la-Vineuse.

Du petit nombre d'espèces décrites, il serait sans doute inexact de déduire que les Dasycladacées liasiques sont d'une extrême rareté. Dans une région tout au moins, en Afrique du Nord, elles paraissent fort abondantes. Aux confins algéro-marocains,

1. Voir notamment : Pia, J. Kalkagen der Adria und ihre fossilen Verwandten. *Natur. u. Volk*, 71, 1941, p. 45. fig. 9.
2. Pia, J. Die *Siphoneae verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. *Abh. Zool. Bot. Ges. Wien*, Bd. 11, H. 2, 1920, p. 118-122.
3. Pia, J. Die Anpassungsformen der Kalkagen. *Paleobiologica*, Bd. I, 1928.

G. Lucas[1] a reconnu la présence de Dasycladacées certaines, mais rarement déterminables, même génériquement (*Macroporella ?*). Plus au S, dans le Lias marocain, H. Termier et G. Dubar ont récolté de nombreux échantillons d'Algues calcaires, réduits malheureusement à l'état de moules internes. Tous ces matériaux sont trop mal conservés pour être décrits, mais ils prouvent qu'une riche faune de Dasycladacées a vécu au Lias dans ces régions, et il est probable que lorsque cette faune sera mieux connue, on s'apercevra qu'il s'agit d'espèces ou même de genres inconnus à ce jour.

Diplopora (?) sp.

Pl. XXIII *a*, fig. 3.

Cette espèce correspond exactement à la Dasycladacée déjà décrite de Simon-la-Vineuse[2]. Les échantillons étudiés sont un peu mieux conservés que les types figurés, mais leur état de cristallisation ne permet pas davantage de préciser la structure de la paroi, et, par suite, l'attribution au genre *Diplopora* demeure toujours incertaine. L'abondance des échantillons permet, du moins, de constater la variabilité de forme des anneaux, qui, par leur superposition, constituent le tube calcaire ; ils peuvent être plus fortement bombés et séparés par des sillons plus profonds que sur les échantillons figurés. En outre, vers la base de la plante, le diamètre interne du tube se rétrécit fortement, au point de ne plus égaler que le tiers et même le quart du diamètre externe.

Matériel étudié et gisements.

3 échantillons. Anse Saint-Nicolas.
1 — Anse de la République.
28 — dont 3 figurés Pl. XXIII, fig. 3 (Le Petit Pissot).
2 — 200 m, S de la Mine.
1 — Le Caillola.
31 — Anse de Saint-Jean-d'Orbestiers.

(Coll. M. Ters).

LÉGENDE DE LA PLANCHE XXIII *a*.

Fig. 1, *b*. *Tersella incompleta*, type.
Fig. 1, *a* et *c* } *Tersella incompleta* : cotypes.
Fig. 2. }
Fig. 3. *Diplopora* (?) sp.

1. Lucas, G. Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi eb Abed (Frontière algéro-marocaine). Thèse, Laval, 1942, vol. I, pp. 171, 220, 396, 397, 405.

2. Morellet, L. et J. Sur une Dasycladacée liasique (*Diplopora*?) de Simon-la-Vineuse (Vendée). *B. S. G. F.* (5), II, 1932, p. 441-443.

Sols polygonaux dans l'île de Ré (Charente-Maritime)

par **Mireille Ters** [1].

Planche XXIII *b*.

Sommaire. — Phénomènes de fissuration des calcaires, coulées de solifluction, sols polygonaux, attribués à des conditions de formation périglaciaires ; on peut déceler deux épisodes distincts de cryoturbation, postérieurs aux bas niveaux monastiriens.

On peut observer des formations périglaciaires très abondantes, sur toutes les côtes de l'île de Ré, sauf au SE de Saint-Martin. Des sols polygonaux, formés dans les calcaires séquaniens, sont visibles en de nombreux points, et se présentent soit en plan horizontal (sur l'estran), soit en coupe verticale (en falaise).

1) *A la pointe du Lizay*, au NW de l'île, on peut observer, sur 300 m à l'E de la maison ruinée, trois plates-formes marines superposées, en gradins. La plate-forme actuelle se raccorde, à 3,5 m, sur le haut estran, à deux autres, situées respectivement à 5 m et à 8 m. Le niveau de 8 m coïncide avec la surface du socle rocheux de l'île de Ré et supporte les dunes littorales. La plate-forme de 5 m atteint une largeur de 10 à 30 m. Ces trois niveaux étagés représentent probablement des stationnements successifs de la mer monastirienne en régression, par analogie avec les niveaux correspondants du littoral vendéen. La plate-forme de 8 m et celle de 3,5 m montrent des sols polygonaux bien visibles en coupe verticale sur la première, en plan sur la deuxième. *Les trois plates-formes sont donc antérieures aux actions périglaciaires* observées. Sur l'estran, formé de calcaire dur démantelé, on peut voir une trentaine de marmites polygonales, aux parois subverticales et à demi évidées par la mer. Elles sont séparées par des dômes qui sont formés aux dépens des couches calcaires, craquelées en fragments polygonaux. Le diamètre des dômes est de l'ordre de 50 à 70 cm, comme celui des cuvettes. Au centre, le bombement maximum atteint 20 cm environ. Sans doute faut-il y voir la résultante des actions mécaniques ayant provoqué la formation des marmites qui les entourent.

En falaise, entre deux points situés à 200 m à l'E et 150 m à l'W de la maison ruinée, la surface de la plate-forme de 8 m se montre

1. Note présentée à la séance du 16 décembre 1951.

démantelée sur 0,50 m d'épaisseur. Les plaquettes calcaires sont redressées verticalement et recouvertes d'une couche de 0,50 m d'argile rouge sableuse à galets roulés de quartz. Le tout est surmonté par la dune du Flandrien supérieur. Les marmites de cryoturbation ont une profondeur de 0,20 m pour un diamètre de 0,15 m. Les plaques calcaires formant les parois internes de la poche sont obliques, alors que vers le centre, elles sont subverticales.

2) *A 1 km au SE des Portes*, à 200 m au N de la Prise, les bancs calcaires de l'estran sont éclatés, démantelés, et dans le plus grand désordre. La plupart des plaquettes sont dressées verticalement, mais en tout sens. On observe en ce point de nombreuses cuvettes polygonales, affectant le plus souvent la forme d'un *octogone*, d'un diamètre de 0,40 m à 0,75 m. Les plaquettes formant les parois sont verticales ou obliques et dans ce dernier cas le polygone offre en surface l'apparence d'un calice. (Pl. XXIII *b*). Leur inclinaison varie de 20° à 90° par rapport à l'horizontale, lorsqu'elles ont été déplacées ultérieurement. Aujourd'hui, la mer évide peu à peu ces cavités, qui n'ont rien de commun avec les nombreuses marmites d'érosion marine qui se forment actuellement à 2, 3 et 4 m, juste au-dessous de la chapelle.

3) *Au NE et au NW de Loix*, la falaise présente de remarquables phénomènes de cryoturbation. Elle est constituée par de grosses dalles fissurées surmontées d'un niveau marneux, épais de 20 cm. Au-dessus, sur 1 m d'épaisseur, les calcaires sont complètement disloqués et réduits en blocs plus ou moins arrondis, ce qui est le signe d'un brassage énergique ; ils sont noyés dans une pâte marneuse, bourrée de fossiles séquaniens. La partie supérieure de cette couche soliflüée est creusée de nombreuses poches et de fentes en coin, colmatées d'argile rouge, de 30 à 50 cm de haut. Au-dessus, une couche de cette argile, épaisse de 30 à 50 cm, contient des plaquettes calcaires redressées verticalement, abondantes surtout à la base.

Ailleurs, le banc marneux est incurvé en forme de poche et rempli de blocs calcaires verticaux, empâtés dans la marne. Cette poche, vue en coupe verticale, est séparée par une surface horizontale de la couche d'argile rouge sus-jacente.

4) *Sur la côte SE de l'île*, les falaises montrent les mêmes phénomènes. Entre Gros-Jonc et les Grenelles, le calcaire séquanien est cryoturbé sur une épaisseur de 1 à 1,50 m, les plaquettes étant redressées verticalement dans un « liant » marneux. Il est probable qu'en ce point la pente, quoique très faible (de l'ordre de 2°), n'a pas permis la formation d'un sol polygonal et qu'un léger écoulement a provoqué plutôt celle d'un sol strié, malheureusement invisible en plan. Entre ce sol et la dune sus-jacente, s'intercale une argile rouge soliflüée, bourrée de galets de quartz de 1 à 5 cm de long. Elle forme localement dans le calcaire des poches de 0,75 m de profondeur et de 1 m de diamètre, en moyenne.

Les falaises de la Noue et de Sainte-Marie (fig. 1 *b*) présentent des

coupes analogues. Au Défend, exactement au N de la balise de Chauveau, la falaise permet de voir en coupe un grand polygone formé dans les calcaires marneux, et fossilisé, en surface, par une coulée de boue rouge de solifluction (fig. 1 *a*). Le diamètre est de 1 m à sa partie supérieure ; sa profondeur est de 0,75 m. Les blocs calcaires qui tapissent les parois sont disposés obliquement, donnant à la section verticale de cette marmite une forme en V, non en U. Les blocs sont redressés à 70° en moyenne, aussi bien le long des parois que

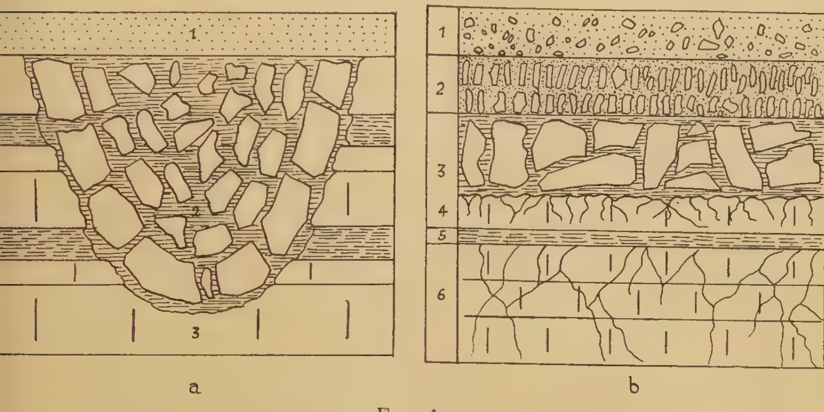


Fig. 1.

a. Coupe verticale d'un polygone de cryoturbation. Falaise. Le Défend. 1 : argile rouge ; 2 : marne ; 3 : calcaire en plaquettes.

b. Falaise de calcaire séquanien cryoturbé. 1 km. E de Sainte-Marie. 1 : Argile rouge, plus ou moins sableuse, à fragments anguleux de calcaire. (Ep. = 0, 25 m) ; 2 : Plaquettes calcaires redressées verticalement, empâtées dans une argile rouge. (Ep. = 0, 30 m) ; 3 : Blocs calcaires redressés, dans la marne séquanienne. (Ep. = 0, 40 m) ; 4 : Bancs calcaires fissurés (Ep. = 0, 20 m) ; 5 : Marne (0, 08 m) ; 6 : Bancs calcaires fissurés, formant la base de la falaise.

vers le centre. Les plus gros blocs sont disposés le long des parois, et décroissent de taille vers le centre. Ici encore, ce sont les couches marneuses intercalées entre les bancs calcaires qui ont fourni la matière plastique nécessaire. De part et d'autre de la poche, les bancs calcaires, quoique très fissurés, sont demeurés horizontaux : ce polygone est donc ici curieusement isolé.

Conditions lithologiques de la genèse des polygones. — Les calcaires séquaniens n'offraient qu'un matériel rigide, qui a été rendu suffisamment meuble par l'éclatement dû au gel et la présence de couches marneuses intercalées, ayant servi de matière plastique et joué le même rôle que le sable et les graviers dans les sols polygonaux du Spitzberg ou des Moûtiers, en Loire-Inférieure. Le sol devait être très fortement imprégné d'eau, pour que la

marne puisse devenir assez visqueuse pour entraîner les plaquettes dans son mouvement.

Matériel affecté et date des formations périglaciaires. — L'observation des falaises montre en de nombreux points l'existence de deux épisodes distincts de cryoturbation, donnant naissance à des formations actuellement superposées, mais remontant probablement à la même époque, puisque la couche inférieure est parfaitement conservée, à la pointe du Lizay, au N de Loix, à Sainte-Marie-de-Ré, etc. Les sols polygonaux et les sols striés formés aux dépens des couches calcaires et marneuses n'ont pu se constituer qu'en l'absence de toute couverture sédimentaire ou végétale. Les deux niveaux sont visiblement séparés par un *sol*, la formation des fentes en coin des falaises de Loix étant nécessairement antérieure à leur remplissage par la coulée d'argile rouge. D'autre part, le liant qui empâte les fragments anguleux n'est pas le même dans les deux niveaux ; le niveau inférieur remanie un matériel *in situ*, marno-calcaire, tandis que le niveau supérieur est constitué par des apports latéraux d'argile rouge de décalcification. Celle-ci n'a pu se former *in situ* puisqu'elle est souvent séparée des calcaires sous-jacents par une couche de marne épaisse (Loix, les Conches). Enfin, la présence de *galets de quartz roulés* dans l'argile rouge rend manifeste un apport étranger, incorporé aux coulées de solifluction de la deuxième phase de cryoturbation.

Les phénomènes de cryoturbation qui viennent d'être décrits impliquent un climat périglaciaire analogue au climat actuel des îles Kerguélen ou du Spitzberg ; les sols polygonaux s'étant développés sur deux basses plates-formes monastiriennes, ils ne peuvent s'être formés que lors de la glaciation würmienne, contemporaine de la régression de Grimaldi. Les formations de solifluction du littoral vendéen remontent à la même époque. Ainsi, le socle rocheux de l'île de Ré, relativement peu meuble, a pourtant été affecté par d'intenses actions de cryoturbation ; ces phénomènes confirment la très grande extension des formations périglaciaires würmiennes, si abondantes dans le N de la France, en Bretagne, en Vendée et jusque dans le Bordelais.

LÉGENDE DE LA PLANCHE XXIII *b*.

Polygone de cryoturbation, formé dans le calcaire séquanien, sur l'estran. La Prise. Ile de Ré.

Mimétisme ou « pseudomorphose » chez des Lamellibranches fixés sur Échinides

par **Roseline de Saint-Seine**[1].

Planches XXIV-XXV.

Sommaire. — L'auteur étudie des *Dimyodon* et *Pycnodonta* tuberculés, fixés sur *Micraster*, et propose d'étendre à toute apparence « mimétique » produite par moulage du substrat le terme de *pseudomorphose.*

Des cas d'apparences mimétiques chez des organismes sessiles sont bien connus : *Anomia* fixées sur *Pecten* ou *Ostrea* sur Polypiers reproduisant sur leur valve libre les côtes ou les rugosités de leur support[2]; Balanes fixés sur *Pecten*[3] ou élevés sur disques de phonographes immergés[4], et dont ils présentent les stries sur leurs articles. Il s'agirait là, selon la généralité des observateurs, d'un simple moulage : le manteau du Lamellibranche, ainsi que les bords très minces de ses valves en voie de croissance, étroitement appliqués sur le substrat, en reproduiraient toutes les irrégularités; le phénomène serait comparable chez les Balanes. Les *Philhedrella*, Craniidés gothlandiens fixés sur d'autres Brachiopodes dont ils reproduisent les côtes, relèveraient de la même explication, d'autant que ces organismes sont dépourvus de valve ventrale[5].

J'ai pu observer plusieurs cas de Lamellibranches fixés sur *Micraster* et ornés de tubercules ; ils ne paraissent pas clairement explicables par l'influence mécanique de la base d'attache.

A. *Dimyodon nilssoni* v. Hagenow, sur *Micraster coranguinum*, de Châlons-sur-Marne. (Coll. Inst. Cath. Paris, n° 101) (Pl. XXIV, fig. 1).

La valve libre porte de nombreux tubercules et granules, se développant jusqu'à son bord, disposés comme ceux de l'Échinide, mais

1. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.
2. Chopard (L.). Le Mimétisme, 1949.
3. Pilsbry (H. A.). The sessiles Barnacles contained in the collections of the U. S. Nat. Mus. *U. S. Nat. Mus. Bull.*, vol. 93, 1916, p. 144, 145.
4. Greeg (J. H.). Replica of substrate detail by Barnacles and some other marine organisms. *Biol. Bull.*, vol. 94, n° 3, 1948, p. 161-168.
5. Koslowski (R.). Les Brachiopodes gothandiens de la Podolie polonaise. *Palæontologica polonica*, t. I, 1929.

non perforés. Le limbe de la valve fixée est épais, et son bord relevé d'environ 1,1 mm au-dessus du substrat ; cette valve ne porte de tubercules sur aucune de ses faces.

B. *Dimyodon* cf. *nilssoni* v. HAG. sur *Gibbaster gourdoni* COTT. (*Micraster*), du Sénonien des env. de San Martin (Catalogne). Sorb., coll. Lambert, n° 1052 (Pl. XXIV, fig. 2).

La valve libre porte, sur presque toute sa surface, des tubercules, et quelques granules. L'apparence mimétique est moins parfaite que chez l'ex. A : certains tubercules résultent visiblement des boursouflures conjuguées de plusieurs lamelles. La valve fixée forme à son bord un limbe épais.

C. Deux Lamellibranches (*Dimyodon* ?) sur *Micraster arenatus* SISMONDA, de Le Linas. Coll. Lambert, n° 1060 (Pl. XXIV, fig. 3).

Ces coquilles sont partiellement silicifiées, et mal conservées. Elles portent des tubercules analogues à ceux du *Micraster*, et des traces de granules. Les limbes de la valve inférieure sont, chez l'une, peu épais, chez l'autre, très mince.

D. *Dimyodon nilssoni* v. HAG. sur *M. coranguinum* de Champagne. Coll. Inst. Cath., n° 119 (Pl. XXV, fig. 4).

La valve libre porte plusieurs tubercules et de nombreux granules ; les premiers sont analogues à ceux de l'Oursin, les seconds paraissent plus nombreux et plus serrés que ceux du support. La valve fixée forme un limbe peu épais [1].

E. *Pycnodonta hippopodium* NILSSON (*Ostrea*), sur *M. coranguinum* de Mareuil-Caubert (Somme). Coll. Inst. Cath., n° 130 (Pl. XXV, fig. 5).

Le Lamellibranche est fixé, partie sur un interradius, où lui-même porte de nombreux tubercules, partie sur un ambulacre, où il se creuse d'enfoncements jumelés. Le bord élevé de la valve inférieure porte des tubercules en relief à sa face externe.

F. Ambulacre antérieur droit du *Gibbaster gourdoni* déjà cité (Ex. B.) (Pl. XXV, fig. 6).

Cet ambulacre portait une valve de *Dimyodon* que j'ai retirée pour en étudier l'emplacement. La fixation du Lamellibranche a déterminé chez l'Échinide un arrêt de croissance.

Les apparences mimétiques des *Dimyodon* que nous venons d'étudier sont-elles dues à un moulage de la base de fixation ?

1. Cet exemplaire a été coloré avant sa photographie.

Le cas de A, tuberculé jusqu'à son bord, où la valve inférieure est nettement décollée du substrat; celui de B, muni d'un limbe épais, semblent défavorales à cette hypothèse. Ce deuxième cas s'expliquerait cependant si on admet que le *Dimyodon* n'ait épaissi ses limbes qu'à l'âge adulte, une fois achevée sa croissance en surface. L'examen de jeunes résoudrait la question; il ne m'a pas encore été possible, faute d'exemplaires. Les Lamellibranches du cas C représentent peut-être, en effet, ce stade jeune; mais leur mauvaise conservation ne permet pas de l'affirmer.

Si, au contraire, nous sommes en présence d'un mimétisme, ou *homotypie*, véritable, l'explication peut en relever de l'hypothèse de mutations plus ou moins tuberculées, conservées et développées par la sélection, ou de celle de réactions réflexes, comparables aux *homochromies* bien connues. Mais, d'autre part, l'exemplaire H permet de penser que les *Dimyodon* pouvaient se fixer sur des Échinides vivants; dès lors, malgré la différence de nature des deux appareils calcaires, peut-être l'ornementation de l'Oursin *induisait*-elle physiologiquement celle de l'épibiote, par des hormones ou autrement.

Quant au cas de la *Pycnodonta* (E), il paraît singulier. Il est clair qu'un moulage passif du substrat aurait produit, à l'extérieur de la valve fixée, des empreintes *en creux* des tubercules, et non des tubercules *en relief*. Mais le mimétisme ira-t-il jusqu'à « copier » la différenciation des aires de l'Oursin? Je ne puis que poser le problème. — Peut-être les tubercules externes, dont un seul est bien net, sont-ils une apparence fortuite.

Les observations qui précèdent montrent que, chez certains organismes sessiles, l'étude du mimétisme est rendue difficile par la possibilité d'« apparences trompeuses » relevant de causes mécaniques. D'autres cas de semblables apparences sont les suivants :

G. Région de l'IA antérieur gauche du *Micraster arenatus*, n° 1060 déjà cité (C) (Pl. XXV, fig. 7).

Sur deux anciens emplacements de Lamellibranches, le test de l'Échinide a été préservé de l'érosion; ses caractères y sont plus nets que dans les régions voisines.

H. Valve fixée de Lamellibranche, sur *Holaster placenta* Ag. du Sénonien de Rosoy. Coll. Lambert (Pl. XXV, fig. 8).

Cette valve est couverte de tubercules, alors que ceux-ci ont presque disparu sur l'Échinide.

I. Valve de Lamellibranche (*Dimyodon* ?) et restes de tube de Serpulidé, sur *Echinocorys vulgaris* du Sénonien de Gravesend. Gal. Paléont. Mus. (n° 1043, Pl. XXV, fig. 9).

Les tubercules et granules de l'Échinide, disparus sur les parties exposées du test, ne sont conservées qu'à l'emplacement des organismes fixés.

Les emplacements apparemment surélevés du cas G ont un aspect de *galle*, ou *zoothylacie* ; les cas H et I, où les tubercules n'existent plus que sur les organismes n'en possèdant pas naturellement, suggèrent une « fausse structure ». Ces exemples. ainsi d'ailleurs que toute apparence mimétique produite par moulage, sont étroitement comparables aux phénomènes minéralogiques de *pseudomorphose*. Je propose l'extension de ce terme à de tels cas.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche XXIV.

Fig. 1. — Ex. A. *Dimyodon nilssoni* « mimétique ». Gr. × 3.
Fig. 2. — Ex. B. *Id*. En bas, deux valves inférieures de *Dimyodon*. Gr. × 3.
Fig. 3. — Ex. C. Lamellibranches « mimétiques ». Gr. × 3.

Planche XXV.

Fig. 4. — Ex. D. *Dimyodon nilssoni* « mimétique ». Gr. × 3.

Fig. 5. — Ex. E. *Pycnodonta hippopodium*. A droite, valve inf. de même espèce. Gr. × 3.

Fig. 6. — Ex. F. Ambulacre de *Gibbaster gourdoni* montrant un emplacement de valve, probablement de *Dimyodon*. A gauche, autre emplacement à fleur de test. Gr. × 2.

Fig. 7. — Ex. G. Emplacement de Lamellibranches. Gr. × 2.

Fig. 8. — Ex. H. Valve fixée de Lamellibranche. Gr. × 2.

Fig. 9. — Ex. I. Valve de Lamellibranche et emplacement du tube d'un Serpulidé. Gr. × 2.

Les phénomènes littoraux dans la zone internationale de Tanger (Maroc)

par **Louis-Robert Lafond**[1].

Sommaire. — La construction d'un brise-lames a perturbé l'équilibre des phénomènes sédimentaires dans une très large zone de part et d'autre de l'ouvrage et coupé le transit sableux principal le long de la côte, isolant la plage de Tanger des zones de production.

Les transferts sableux dans la baie sont limités au périmètre de la plage, laquelle évolue donc uniquement en circuit fermé. On observe une érosion de la partie E de la plage, un engraissement de sa partie W et un début d'envahissement du port : la rade joue le rôle de piège à sable. Par ailleurs, la coupure du transit littoral a provoqué la néoformation d'une plage à l'E de l'enracinement de la jetée, plage qui tend à s'accroître de plus en plus[2].

*
* *

La zone internationale de Tanger comprend deux massif montagneux d'importance inégale : l'un, à l'E, est le massif des Andjeras, éperon occidental de l'arc du Rif, se terminant sur le littoral au cap Malabata ; l'autre, à l'W, est un massif côtier indépendant, parallèle au littoral méditerranéen. Entre ces deux zones montagneuses, s'est formée une dépression correspondant au thalweg de l'oued Suani, et que domine la butte-témoin du Charf. Au S, se développe le Fahs de Tanger, plaine mollement accidentée et barrée au N de la frontière espagnole par le massif gréseux du Djebel Dar Shiro.

Sur la côte, la présence du cap Spartel permet, de prime abord, de distinguer deux régimes côtiers de part et d'autre de ce cap.

Le premier et le plus simple, est le régime atlantique, au S : côte basse et homogène, bordée par une plage sableuse presque

1. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.
2. Voir à propos du mécanisme des phénomènes littoraux : Rivière, A. Observations sédimentologiques sur la côte vendéenne. *Rev. gén. Hydraul.*, n° 48. 1948. — Rivière, A. et C. Razavet. Sur l'évolution sédimentaire du golfe de Fos et les facteurs de l'équilibre littoral. *CR. Ac. Sc.*, t. CCXXIX, 1949, p. 895. — Laurent, J. et A. Rivière. Résultats scientifiques d'une mission hydro-océanographique à Safi; phénomènes littoraux. *Ibid.*, t. CCXXX, 1950, p. 1037. — Lafond, L. R. Étude sédimentologique du littoral de la zone internationale de Tanger. Dipl. Ét. Sup. Fac. Sc. Paris, nov. 1951.

ininterrompue, apparemment en équilibre sédimentaire, et appuyée sur un arrière-pays de relief peu accusé, formé de roches récentes, pliocènes ou quaternaires.

Le second est le régime du détroit de Gibraltar, où la côte abrupte est la règle, les plages de remblaiement restant localisées. La présence de la baie de Tanger permet ainsi de différencier trois secteurs :

— une côte abrupte, formée par la retombée directe, sur le détroit, du Djebel Slokia et du Djebel Kébir, depuis le cap Spartel jusqu'à Tanger. Il y a quelques petites plages localisées, comme la « plage de Marshan » ;

— la baie de Tanger, limitée par les enrochements du cap Malabata à l'E, et par le plateau de Marshan à l'W, et dont l'arrière-pays

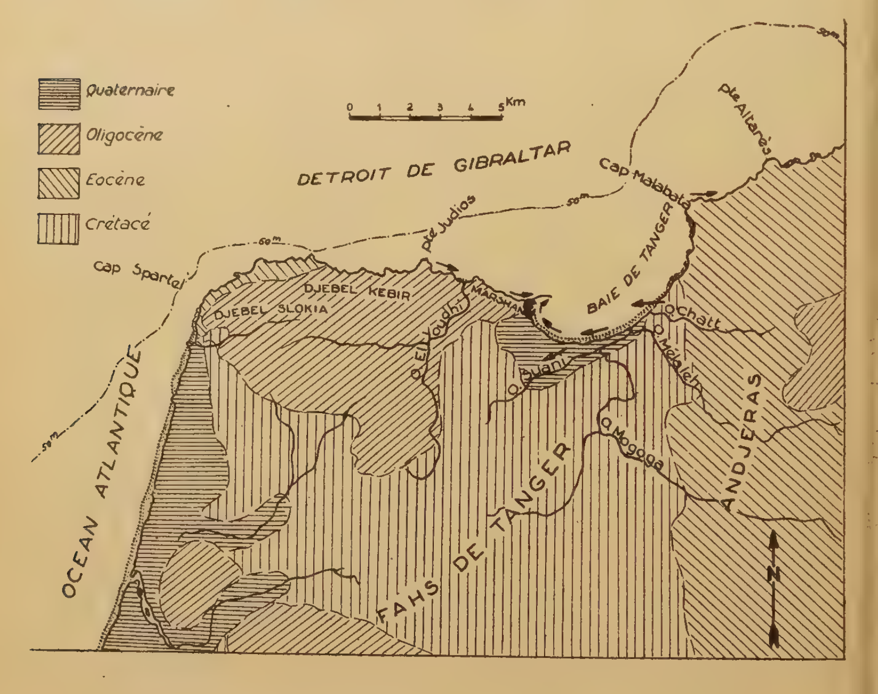


Fig. 1. — Structure géologique de la côte aux abords de Tanger.

constitue le Fahs de Tanger. La plage sableuse est interrompue dans la partie SE du secteur par la récurrence de zones rocheuses dans la région du Bordj : on peut ainsi distinguer deux plages, que nous nommerons « grande plage de Tanger », et « plage du Bordj » ;

— une nouvelle zone abrupte, à partir du cap Malabata, et qui se prolonge vers l'E, au delà de Punta Altares, en zone espagnole.

La série stratigraphique de la zone a été établie par J. Bourcart et P. Russo[1]. Elle va du Crétacé supérieur au Quaternaire.

Alors que la côte atlantique est le domaine des formations récentes subhorizontales (Pliocène du synclinal de Charf el Akab et Quaternaire), celle du détroit de Gibraltar est bordée de séries plus anciennes, « orogènes », très détritiques, bouleversées par des mouvements tectoniques puissants. Les sédiments plastiques y ont subi une « tectonique d'écoulement » (R. Soyer).

L'abri de la baie de Tanger, où l'on retrouve un mince placage quaternaire sur les argiles et marnes schisteuses du Fahs de Tanger qui forment la majeure partie du substratum de la zone, délimite deux secteurs de part et d'autre de ses extrémités :

— à l'E, domaine de l'*Éocène* gréso-schisteux, mais où les schistes du Flysch noir prédominent. Ces formations sont affectées par le maximum de complications tectoniques;

— à l'W, domaine du Flysch rouge *oligocène*, surtout gréseux, et des quartzites de l'Arenisca del Algibe (Aquitanien).

Les fonds accusent encore la différenciation du littoral, de part et d'autre d'une fosse sous-marine, dont l'extrémité S atteint le voisinage de la côte à l'aplomb du Djebel Kébir; la présence de cette fosse implique une *coupure physique absolue* entre le littoral atlantique et celui du détroit de Gibraltar.

Sur la côte atlantique, le relief sous-marin est peu important. On peut cependant noter la présence d'un haut-fond rocheux très proche du rivage, parallèle au littoral sur plusieurs kilomètres, et dont le rôle dans l'équilibre de la côte n'est certainement pas négligeable : il forme en effet un écran à la dispersion vers le large des sédiments sous l'effet de l'agitation.

Dans le détroit de Gibraltar, les phénomènes principaux se situent dans la baie de Tanger ou à ses abords immédiats, notamment de part et d'autre du brise-lames.

L'examen d'une carte de la nature lithologique des fonds sous-marins des abords de Tanger fait ressortir l'existence de deux stocks sableux bien délimités, séparés par le brise-lames, et actuellement sans possibilités de mélange de l'un dans l'autre : l'un constitue la plage de Marshan et les petits fonds avoisinants ; c'est un sable quartziteux à 95 %, dont la partie grossière est

1. Russo, P. Étude stratigraphique de la zone de Tanger. *B. S. G. F.*, (4), t. XXVIII, 1928. — Bourcart, J. Sur la stratigraphie de la zone internationale de Tanger. *CR. Ac. Sc.*, t. CXCI, 1930, p. 621. — Soyer, R. Le Néogène de la zone internationale de Tanger. *Ibid.*, t. CCXXXIII, 1951, p. 76.

uniquement détritique ; il n'a subi qu'un triage peu accentué (stock primaire de sédimentation) ; l'autre constitue l'estran et les petits fonds de la plage de Tanger et de la plage de Bordj ; il s'étend jusqu'aux enrochements S du cap Malabata, et la plage du Bordj est séparée de la plage de Tanger par un seuil rocheux couvert de graviers schisteux d'ablation immédiate jusqu'à une profondeur de 5 m. C'est un sable mieux trié et plus fin que

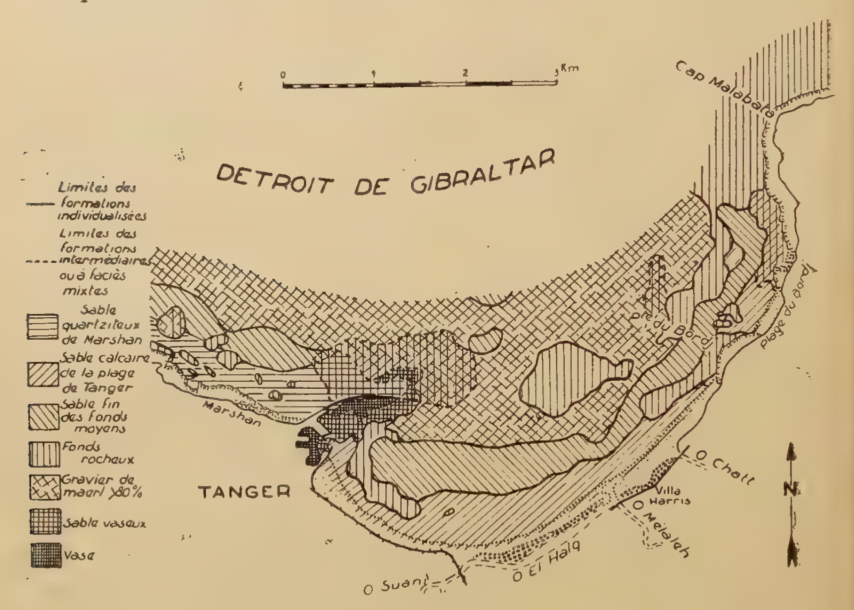


Fig. 2. — Structure géologique des fonds de la baie de Tanger.

le précédent. Il est, de plus, calcaire à 30-35 %, à la suite des apports néritiques.

Bordant l'une et l'autre de ces deux zones vers le large, s'étend une zone de « sables fins des fonds moyens », provenant de la ségrégation par agitation marine des éléments fins des sables d'estran : ces sables se caractérisent par la présence d'une phase ultra-fine, et par l'origine purement organique de leur fraction grossière (ce sont bien entendu des caractères de convergence, qui n'impliquent aucune parenté d'origine entre les diverses parties de cette zone).

Au delà de la zone de sable fin et débutant à une cote variable, commence la zone stable du maërl, couverte de débris dus à l'activité biologique d'Algues du groupe des Mélobésiées. Les fonds rocheux réapparaissent sporadiquement, en taches

plus ou moins régulières au sein des formations précédentes. On trouve également d'assez nombreux champs d'Algues et des herbiers à Zostères, et le fait le plus saillant est l'existence d'une zone stabilisée : rochers ou végétation, s'étendant sans solution de continuité dans les fonds de 5 à 10 m environ, depuis le centre de la rade jusqu'à la zone rocheuse du Bordj. On voit ainsi que le développement de la zone sableuse meuble est extrêmement réduit en baie de Tanger.

Dans la zone abritée du large par le brise-lames, la sédimentation prend un caractère vaseux, principalement dans le port à barcasses et derrière le musoir de la jetée. Le mélange de cette vase avec les sables de la plage de Tanger donne des sables vaseux qui présentent tous les intermédiaires entre la vase pure et le sable pur.

Analyse des accumulations sableuses.

Les divers critères que j'ai pu utiliser pour étudier les sables de Tanger sont d'ordre minéralogique (méthode des minéraux lourds), granulométrique et morphologique.

La différenciation minéralogique des sables de la zone de Tanger est assez faible; ces sables proviennent en effet en quasi-totalité de la désagrégation des grès du Flysch rouge et de l'Arenisca del Algibe, faciès eux-même déjà constitués aux dépens de la cordillère du Rif : on assiste donc de nos jours à un second remaniement du matériel.

On constate la présence, dans la fraction lourde des sables de Tanger, d'une assez forte proportion de matériaux résistants (zircon, rutile, tourmaline), ainsi que l'extrême importance du matériel d'origine éruptive (augite et hornblende brune), bien qu'aucun massif volcanique ne soit connu en affleurement dans la zone de Tanger ou à ses abords immédiats.

On peut distinguer trois secteurs minéralogiques : la côte atlantique, la zone éocène du cap Malabata et la zone oligocène de Marshan et les plages qui en dérivent.

I. *La côte atlantique*. La fraction lourde qui caractérise les sables sur les 40 km de plage depuis Arcila au S jusqu'au cap Spartel, n'est pas fondamentalement différente de celle des sables issus de la désagrégation de l'Arenisca del Algibe, le long de la côte du détroit de Gibraltar : les sables atlantiques proviennent certainement de la destruction des mêmes formations, encore que cette dernière soit difficile à mettre en évidence directement, sauf sur les flancs S du cap Spartel. L'influence des apports flu-

viatiles est négligeable, et la reprise de dunes anciennes semble jouer à l'heure actuelle un rôle fondamental.

II. *La zone éocène*: cap Malabata, zone rocheuse du Bordj. — Les sédiments qui proviennent de l'Éocène semblent caractérisés par une nette augmentation de la proportion de barytine, au moins dans les zones d'ablation immédiate ou de sédimentation primaire. La plage du Bordj, dont le spectre rappelle ceux de la plage de Tanger, semble donc avoir une origine commune avec celle-ci, et non pas dériver d'apports locaux, au moins pour sa plus grande part. Le sable de Punta Altares, à l'E du cap Malabata, contient en outre une forte proportion de grenats, ce qui le différencie de tous les autre sables de la zone.

III. *La zone oligocène et les sables qui en dérivent* : plages de Marshan, de Tanger et du Bordj. — La désagrégation des assises du Flysch rouge oligocène et de l'Arenisca del Algibe produit un sable caractéristisé par une association épidote-tourmaline-augite, avec quelques grenats globuleux et des minéraux de métamorphisme. Il y a peu de barytine, même dans les zones d'ablation immédiate. On retrouve un spectre très analogue depuis la plage de Marshan, à l'W, jusqu'à la plage du Bordj, à l'E.

L'identité du matériel dans toute cette zone interdit d'utiliser la méthode des minéraux lourds pour la détermination du sens des tranferts sédimentaires à l'intérieur du périmètre de la baie ; mais l'étude minéralogique permet cependant : *1*) de rattacher avec certitude la plage du Bordj à l'ensemble de la zone oligocène, bien qu'elle se situe topographiquement en zone éocène ; *2*) de confirmer le peu d'importance, déjà mis en évidence par l'observation directe, de la contribution des zones éocènes à l'ensemble de la sédimentation en baie de Tanger ; *3*) de prouver indiscutablement l'origine commune des sédiments de part et d'autre du brise-lames, quelles que puissent être les différences lithologiques et granulométriques actuelles de ces sables, et la séparation de leurs domaines.

*
* *

L'analyse granulométrique d'un sable peut se concevoir soit dans le cadre de l'évolution d'un stock sableux avec la distance au rivage et la bathymétrie (méthode Thoulet), soit dans le cadre d'une étude plus détaillée de l'échantillon, c'est le cas des sédi-

ments dont l'analyse est présentée ici en coordonnées polaires, suivant la méthode préconisée par M. Rivière [1].

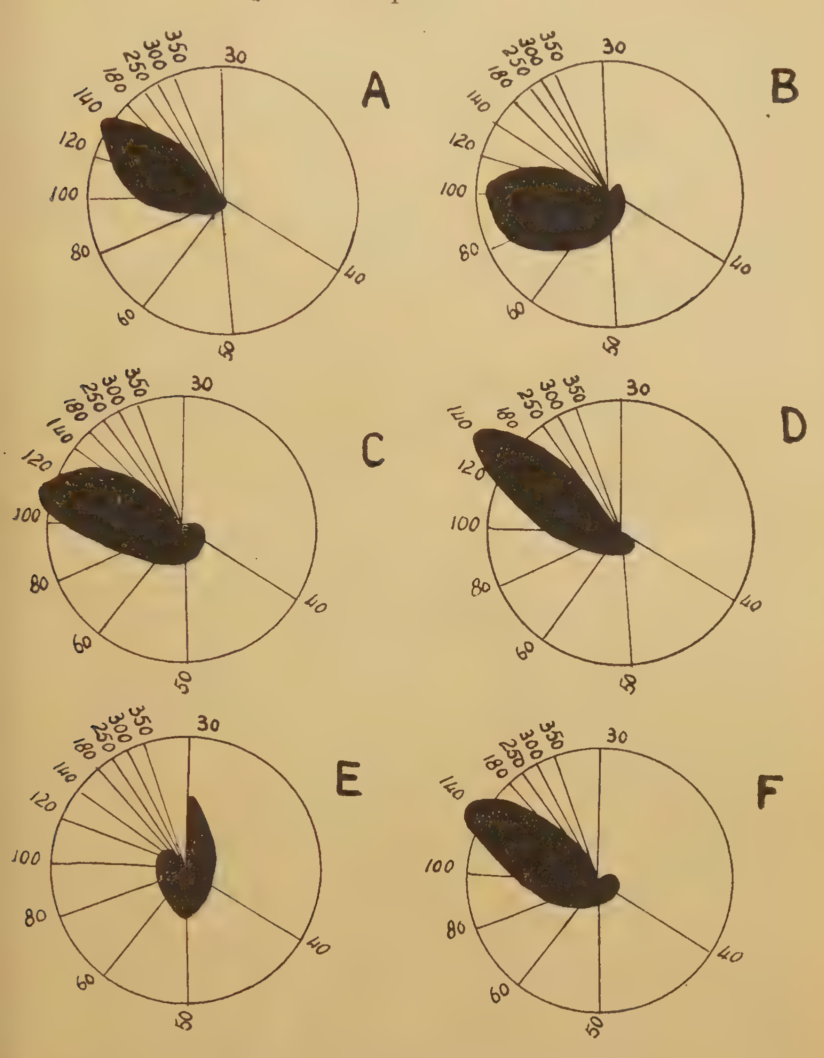


FIG. 3. — Analyse granulométrique en coordonnées polaires des sédiments littoraux de la zone de Tanger.

A : littoral atlantique ; sable d'estran — $CO_3Ca = 40,5$ % — B : plage de Marshan : sable d'estran — $CO_3Ca = 5,8$ % — C : plage de Tanger, côté E ; sable dunaire — $CO_3Ca = 27$ % — D : plage de Tanger, côté W ; sable trié — $CO_3Ca = 34$ % — E : zone rocheuse du Bordj ; gravier d'ablation immédiate — F : plage du Bordj ; sable d'estran — $CO^3Ca = 41,75$ °/₀.

1. RIVIÈRE, A. Contribution à l'étude géologique des sédiments sableux. *Ann. Inst. Océanogr.*, t. XVII, fasc. 4, 1937.

L'évolution radiale des sédiments, comparable dans tous les secteurs côtiers, abstraction faite de la valeur des isobathes de séparation, conduit à la mise en évidence des zones littorales qui figurent sur la carte lithologique des fonds : zone des petits fonds analogues à l'estran, zone des sables fins des fonds moyens, zone des graviers de maërl.

L'analyse détaillée des sédiments d'estran et des petits fonds par la méthode Rivière montre l'unité granulométrique des sables à l'intérieur d'un certain nombre de secteurs bien individualisés (côte atlantique, secteur de la plage de Marshan, plage de Tanger, zone rocheuse du Bordj, plage du Bordj, zone du cap Malabata), ainsi que l'évolution des stocks sableux dans une direction donnée à l'intérieur du périmètre même des secteurs ainsi définis ; c'est principalement sur les données granulométriques, accessoirement avec l'aide des données morphologiques, que l'on peut, à l'intérieur du cadre tracé grâce à la méthode minéralogique, définir le régime actuel des transferts, et reconstituer celui qui a dû exister avant la construction du brise-lames.

L'individualisation du stock atlantique est dès l'abord indiscutable. Si nous comparons ce sable avec celui qui en est topographiquement le plus proche, en l'occurence celui de la zone de Marshan, nous constatons une discontinuité totale qui exclut toute relation génétique de l'un à l'autre : discontinuité physique d'abord, matérialisée par la fosse du cap Spartel ; en outre, le sable atlantique, calcaire à 42 %, n'a pu fournir le sable de Marshan, calcaire à 5 % seulement, et minéralogiquement moins diversifié. Quant à la relation inverse, de Marshan à l'Atlantique, la disproportion quantitative des deux stocks suffit — indépendamment de l'existence de la fosse et de celle de courants d'obliquité de houle unidirectionnels portant E — pour l'exclure.

Les sables de la plage de Marshan et ceux de la plage de Tanger apparaissent également comme très différents en première analyse : le sable de Marshan est un sable quartzeux groupé autour des tamis 80-100 ; le sable de Tanger est un sable calcaire à 30-35 %, avec maximum au tamis 140. Leurs gisements sont en outre bien tranchés. Ces différences s'atténuent cependant si l'on compare au sable de Marshan, non pas le sable de la plage balnéaire devant la ville, mais celui de l'estran et des dunes, dans la partie E de la baie (fort Khandouri) : les différences dans la répartition granulométrique s'atténuent, et l'augmentation de la proportion calcaire peut s'interpréter comme un simple enrichissement par apport néritique, les coquilles, les graviers à Lithothamniées et les Foraminifères étant très abondants dans

les eaux de la baie. Les spectres minéralogiques de ces deux plages étant, comme nous l'avons vu déjà, très analogues, on peut donc envisager pour elles une origine commune ; dans l'état actuel des choses, les deux secteurs fonctionnent séparément, leurs matériaux évoluent chacun de leur côté sous l'influence de facteurs différents, ce qui a tendance à accentuer les caractères différentiels de chaque zone. Mais on conçoit qu'avant la construction du brise-lames, les conditions plus homogènes permettaient une évolution unidirectionnelle des sédiments. Cette hypothèse est d'ailleurs la seule qui puisse rendre compte de la formation de la plage de Tanger ; celle-ci apparaît de nos jours comme complètement isolée des zones de production, et elle n'évolue plus qu'en circuit fermé.

Les autres sables de la zone sont peu importants, et ne jouent aucun rôle dans la sédimentation en baie de Tanger.

L'exposé des diverses particularités des sables fait ressortir l'un des caractères principaux de l'étude de la région de Tanger, en l'occurrence la diversité du matériel sédimentologique en jeu : les accumulations sableuses ne se placent pas en continuité tout au long du littoral, des discontinuités apparaissent entre elles, dues à la fois à des causes physiques (seuils rocheux, fosses sous-marines), à des phénomènes océanographiques (courants d'obliquité) et sédimentologiques (incompatibilités génétiques).

Conditions de production et de transfert des sables.

Les diverses actions susceptibles de fournir des sédiments sableux sont, dans la zone de Tanger, d'ordre marin, fluviatile et éolien. Les trois agents précédents sont aussi des agents de transfert des produits d'ablation vers les zones de sédimentation.

1. *Ablation marine et transferts marins.* — C'est par ablation marine, sous l'effet direct des lames sur la côte rocheuse que s'effectue la plus grande part de la production. L'observation directe met cette attaque en évidence sur la côte du détroit, principalement entre Spartel et Tanger où affleure le long du littoral la série du Flysch rouge surmontée des grès de l'Arenisca del Algibe, abaissés au niveau de la mer à la faveur d'un ennoyage de l'axe de l'anticlinal complexe du Djebel Kébir, correspondant au thalweg de l'Oued el Youd. L'action marine se fait sentir également sur les grès calcaires du cap Malabata, mais les affleurements littoraux sont limités aux alentours du

phare, où le Priabonien dessine un pli couché éventré à l'W. De part et d'autre affleurent des brèches et des calcaires marmoréens, ou des séries alternées de grès et de schistes (Flysch noir).

Les houles du NW engendrent, sur toute la partie de la côte S du détroit de Gibraltar extérieure à la baie de Tanger, des courants d'obliquité unidirectionnels tendant à produire un transport des sédiments vers l'E. Des expériences réalisées au moyen de l'immersion de tas de brique pilée ont mis en évidence ce courant, et on peut le tenir pour responsable du charriage, le long de la côte, des débris du Flysch rouge et de l'Arenisca del Algibe jusqu'à la plage de Marshan, ainsi que du triage progressif que ceux-ci subissent : le maximum granulométrique, qui était au tamis 80 à l'embouchure de l'oued el Youd, passe aux tamis 80 et 100 à la plage de Marshan, tandis que la proportion calcaire du sable augmente légèrement par apport néritique. Comme, tout au long du littoral, la composante frontale de la houle continue à manifester son action érosive sur la falaise, on conçoit que le triage granulométrique soit peu marqué malgré la distance parcourue, des produits d'ablation neufs venant sans cesse se mélanger aux produits déjà triés. En outre, l'hétérogénéité des fonds entre 0 et — 10 m, contribue à exercer des triages locaux autour des rochers et à compliquer les phénomènes dans le détail.

Près de la ville, la construction du brise-lames a perturbé l'équilibre des conditions hydrodynamiques naturelles dans une large zone de part et d'autre de l'ouvrage, et un nouvel équilibre n'est pas encore atteint à l'époque actuelle. On assiste cependant déjà à un début de raccordement des isobathes à l'enracinement E de la jetée.

L'obliquité des lames par houles du NW engendre des phénomènes parfaitement symétriques des précédents à l'E du cap Malabata, aboutissant au transport vers l'E des produits d'ablation de la falaise et à leur accumulation en des dépôts de sédimentation primaire comme celui de Punta Altares.

En baie de Tanger, les houles du NW pénètrent dans la baie et s'étalent en éventail depuis le musoir de la jetée jusqu'au cap Malabata. Avant la construction du brise-lames, elles conservaient au pied de la ville une obliquité suffisante pour faire transiter les sables de Marshan et refouler les apports d'origine éolienne ; depuis l'achèvement de l'ouvrage, leur influence directe ne se fait plus sentir que du fond de la baie au Bordj, et encore d'une manière très limitée. Par ailleurs, les crêtes des lames se diffractent autour du musoir de la jetée, et pénètrent dans la partie abritée de la rade avec une amplitude réduite et une obliquité variant de la direction d'incidence à la normale à celle-ci : au fond de la rade, devant la plage balnéaire, les houles du NW attaquent donc la côte avec une obliquité résiduelle inverse de celle qui caractérisait leur direction normale ; elles tendent à produire un transfert du SE au WNW, c'est-à-dire que leur action

s'ajoute dans cette zone, comme nous le verrons dans un instant, à l'action des vents de secteur E et à celle des courants superficiels qui leur sont liés.

L'agitation marine dans la zone de déferlement des vagues produit un triage des sédiments dans le profil. Comme son action est moins importante que celle des courants littoraux parallèles au rivage, elle se fera surtout sentir dans les zones où ces derniers ne se manifestent que peu, en l'occurrence dans la baie de Tanger, comme le montre l'examen de la carte lithologique des fonds, et sur le littoral atlantique, où le bourrelet d'estran construit à la laisse de P. M. atteint son amplitude maximum. Ailleurs, le triage sera masqué par le cheminement parallèle au littoral : la zone de turbulence étant plus étendue, le spectre des granulométries s'étale vers les grands fonds.

2. *Érosion et apports fluviatiles.* — Leur importance dans l'évolution sédimentologique du littoral est pratiquement négligeable : dans les zones d'ablation, le ruissellement ajoute son action à celle des lames, rejetant à la mer les débris arrachés à la falaise. La quantité de ceux-ci reste faible par rapport à la masse totale des sédiments littoraux, et on ne les retrouve avec certitude que dans l'estran d'une zone non évoluée comme la plage du Bordj.

La charge sédimentaire des grands oueds de la zone est peu importante et consiste surtout en débris calcaires et argileux : ce sont des limons peu sableux dont la granulométrie fine permet la dispersion très rapide de leurs éléments vers le large, sous l'effet des actions marines.

3. *Déflation et transferts éoliens.* — Les vents d'E, prédominants dans le domaine des transferts de sable aux abords de Tanger ont, par suite de leur vitesse plus grande, une action de corrosion marquée sur les parties des hauts-estrans secs soumis à leur influence, action qui se manifeste par une reprise de la partie fine du sédiment. On retrouve effectivement une remontée de la proportion grossière du sable résiduel dans les zones des estrans non abritées par des clayonnages, dans la partie E de la baie de Tanger, par exemple, ou en certains points du littoral atlantique.

Les vents du secteur W, bien que statistiquement mieux représentés quant au nombre de jours de l'année, n'ont, au contraire, qu'une action géologique négligeable. Ils n'atteignent que rarement une intensité suffisante pour soulever le sable des estrans. En outre, ces vents correspondent aux perturbations atlantiques,

sont fréquemment accompagnés de précipitations et se heurtent de plus à une topographie dunaire orientée en fonction des vents d'E.

Sur la côte atlantique, le vent d'E arrive au littoral canalisé par les vallées des oueds dans la direction EW ; il tend à former des embryons dunaires et à rejeter les sables du haut-estran vers la mer perpendiculairement à la côte. Cette action éolienne est compensée par un courant marin de fond qui a tendance à ramener à la côte les sédiments poussés à la mer par le vent. La résultante de ces deux actions combinées est sensiblement nulle et se traduit seulement par un appauvrissement du haut-estran en éléments fins au profil du bas-estran, comme le montrent les spectres granulométriques.

En baie de Tanger, dans la partie E de la plage, le vent attaque la côte suivant la direction SE-NW, c'est-à-dire obliquement par rapport à la ligne du rivage. La déflation éolienne rejette les sables à la mer et ceux-ci sont, au moins partiellement, ramenés à la côte par le courant de fond compensateur. Mais ici, contrairement à ce qui se passe sur la côte atlantique, la résultante totale du phénomène n'est pas nulle, il en résulte un transfert mixte orienté vers le WSW : le rejet des sables à la mer se fait en effet vers le NW ou le WNW, alors que l'action du courant compensateur, plus sensible au modelé topographique du fond qu'aux faibles variations de direction du flux d'air qui le détermine, est sensiblement perpendiculaire au rivage. A partir du fond de la baie, la direction du vent s'infléchit pour devenir parallèle à la côte, et le transit est maximum en direction de la ville, à l'E de laquelle se situe un vaste réservoir-relai, de part et d'autre de la voie ferrée du Tanger-Fez. Rencontrant l'obstacle constitué par la colline sur laquelle est bâtie Tanger, le flux aérien se divise en deux courants, l'un remontant la vallée de l'oued Suani, l'autre longeant la plage balnéaire. Sa vitesse, brisée par les obstacles, diminue ainsi que sa charge sédimentaire ; le matériel en transit se dépose alors pour partie sur le versant S de la colline de Tanger, et pour partie devant les ouvrages du port.

Par ailleurs, en dehors du transfert sec sur l'estran et des transferts marins qui en dérivent immédiatement sous l'action des courants compensateurs de fond, les vents de secteurs E engendrent dans la baie un courant tourbillonnaire, dirigé vers l'W d'abord, puis vers le NW et le N. Ce courant de surface, bien que de vitesse et d'intensité limitées, permet une mise en mouvement des sables fins de la rade et leur étalement sous cette forme de champignon à axe NS qui se marque sur la carte lithologique des fonds. Le fond de la rade de Tanger joue donc, en somme, le rôle de piège à sable pour les sédiments venant de l'E. La granulométrie régulièrement décroissante des sables du cordon littoral est typiquement liée à l'action d'un faible courant à

la faveur du clapotis, et également à la vitesse décroissante de ce courant qui contourne plus ou moins la jetée par le S et s'étale finalement au milieu de la baie en direction de l'E.

Conclusions générales.

1. *Le régime sédimentaire de la grande plage de Tanger et ses possibilités de développement.* — L'exposé des divers modes de production et de transfert des sables montre donc, d'une part, l'isolement de la grande plage de Tanger par rapport aux zones de production et, d'autre part, son évolution sous l'influence de causes de transfert diverses mais convergeant vers une résultante commune, au moins pour la partie de la baie abritée du large par le brise-lames : à partir du fort Khandouri, la déflation éolienne tend à produire un transit vers l'W, à la fois sous forme de transfert sec sur l'estran, sous l'influence du clapotis lié au courant d'entraînement, et sous celle des courants compensateurs de fond. L'action de l'obliquité résiduelle des houles du NW diffractées par le musoir de la jetée s'ajoute aux précédentes à partir du fond de la baie. Entre le fond de la baie et le Bordj, les houles du NW tendent au contraire à produire un transit vers l'E, mais leur obliquité est très faible, et leur influence est complètement masquée par les transferts dus au vent d'E, dans la résultante générale des phénomènes.

Les forces agissant dans les conditions actuelles ont donc pour effet de déplacer les sables à l'intérieur même du périmètre de la plage, d'où l'amaigrissement des estrans et des petits fonds dans la zone du fort Khandouri, et l'engraissement de la grande plage de Tanger au pied de la ville. Des levers hydrographiques permettent d'ailleurs de chiffrer la déflation et l'engraissement subis par l'ensemble des sédiments de la baie, par la comparaison des profils levés avant la construction du brise-lames d'une part, et de ceux tirés des levers actuels, d'autre part. On peut ainsi mettre en évidence une érosion massive de 1.500.000 m^3 dans la partie E de la baie, se traduisant par un redressement des profils avec recul faible de la côte. Près de la ville au contraire, les fonds accusent un engraissement de 900.000 m^3, se traduisant, depuis l'estran jusqu'à — 3 m, par un bombement des profils. La différence des deux chiffres précédents traduit l'appauvrissement du stock sableux de la baie, à la fois sous l'influence de la dispersion, éolienne vers Suani et marine vers le large[1].

1. Rivière, A. Études de sédimentologie littorale du laboratoire de géologie du S. P. C. N. à Paris. *Proc. 3rd Congr. Sedimentology*, Wageningen, 1951, p. 211.

On observe déjà sur la carte des fonds un début de contournement du môle E et d'envahissement du port par l'extrémité du champignon de sable. Cependant, le stock de la plage de Tanger étant isolé et s'amenuisant peu à peu sous l'effet de la dispersion éolienne et marine, il semble que le risque d'ensablement, déjà peu important, ne puisse que diminuer dans l'avenir.

2. *Les possibilités de contournement de la jetée par les sables de Marshan.* — La construction du brise-lames a coupé le transit sableux dû au courant d'obliquité des houles du NW. Les sables qui défilaient avant l'édification de l'ouvrage devant l'entrée du port et allaient alimenter la sédimentation en baie de Tanger, jusqu'au fort Khandouri et la plage du Bordj, refoulant les apports éoliens, sont actuellement arrêtés au pied de l'ouvrage. Leur accumulation tend à combler l'angle formé par la jetée et la falaise de Marshan ; la sédimentation restant malgré tout peu abondante (les levers hydrographiques accusent un engraissement de 83.000 m^3 depuis vingt ans), le raccordement des isobathes n'en est encore qu'à son début, mais on pourra vraisemblablement assister dans un assez proche avenir au débordement du coude de la jetée par le gros de la charge sédimentaire du courant. On peut observer de nos jours déjà, au pied des enrochements N de la jetée, des îlots de sable étalés entre les roches, probablement amenés là à la suite de tempêtes. Ces accumulations n'ébauchent pas de contournement de la jetée par le S.

Même lorsque le raccordement des isobathes sera achevé, aucun contournement du musoir ne semble à redouter ; les reliefs sous-marins favorisent en effet la dispersion des sédiments vers le large, et les courants de marée tendent, en flot, à chasser les eaux parallèlement à la direction de la jetée, vers l'E, alors qu'en période de jusant, leur direction subit un rebroussement vers le large. La flèche sédimentaire, si elle se formait, serait étalée vers le large ou vers l'E, mais non vers le S, et les sédiments ne pourraient pénétrer dans la baie.

Le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Suisse

par **Léon Feugueur**[1].

Sommaire. — Description de coupes inédites du Nummulitique de Pernant-Serveray (vallée de l'Arve) Flaine-Massif de Platé (désert de Platé). Interprétations nouvelles des coupes de Chantemerle-Sougey (vallée du Giffre) et comparaison avec les coupes de la Dent du Midi (Suisse).

En conclusion, les conglomérats et couches lacustres post-crétacés placés dans le Lutétien, appartiennent vraisemblablement au Lutétien et au Priabonien. Ces deux horizons lacustres français semblent correspondre aux deux niveaux lacustres signalés en Suisse par De Loys à la Dent du Midi.

Introduction.

J. Boussac [1912] dans son mémoire classique sur le Nummulitique alpin avait adopté une classification des assises, critiquée depuis et modifiée par M. L. Moret [1934]. J. Boussac plaçait les couches à grandes Nummulites dans l'Auversien[2]. M. L. Moret a montré qu'elles appartenaient, en réalité, au Lutétien. Cet auteur a même reconnu dans l'autochtone et dans la nappe de Morcles, des calcaires lacustres intercalés entre cette formation marine et le Priabonien à faune saumâtre [L. Moret, 1920 et 1924].

Les couches à Limnées de Sougey, découvertes par M. L. Moret, ont été attribuées au Lutétien par cet auteur [1924]. J'en ai fait ultérieurement du Priabonien en tenant compte de la présence de *Limnea longiscata* et de la répartition stratigraphique de cette espèce dans le Bassin de Paris [Feugueur, 1949].

Plus tard, le Lutétien lacustre a été signalé au vallon des Chambres [A. Lillie et W. J. Schroeder, 1937], dans la colline de Chantemerle [W. J. Schroeder et A. Lillie, 1935] et au col de Bossetan [L. W. Collet et A. Lillie, 1935]. Un travail d'ensemble a été publié ensuite par MM. L. W. Collet et A. Lillie

1. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.

2. Terme abandonné au bénéfice du Bartonien *sensu lato*. L'Auversien dans le Bassin de Paris était limité aux Sables moyens compris entre les caillasses du Lutétien et les calcaires lacustres de Saint-Ouen.

[1938]. Des recherches sur le Nummulitique m'avaient déjà permis de faire des observations intéressantes au Mont-Favy, près d'Arâches [Feugueur, 1949]. Le Lutétien marin et lacustre, bien développé à Arâches [L. Moret, 1920-24] (digitation inférieure de la nappe) n'existe plus au Mont-Favy (digitation moyenne).

Ces observations, ainsi que quelques coupes du Nummulitique, m'ont incité à revoir l'âge des formations détritiques comprises entre le Crétacé supérieur et le Priabonien bien daté par les couches à *Cerithium Diaboli* (faune des Diablerets)[1].

Je décrirai les coupes en me déplaçant progressivement de la vallée de l'Arve à la frontière franco-suisse, en passant par le désert de Platé et la vallée du Giffre.

Commençons tout d'abord par une région bien connue depuis M. L. Moret [1920-24] et sur laquelle tous les géologues sont d'accord; celle d'Arâches (vallée de l'Arve).

A[2]. — *Coupe d'Arâches*[3].

PRIABONIEN. — *e*) Marnes bleues à Globigérines.

d) Calcaires à Algues (*Lithothamnium*).

c) Calcaire à petites Nummulites (*N. striatus*).

b) Calcaire noirâtre schisteux, irrégulier, à Mollusques (faune à *Cerithium Diaboli*).

a) Conglomérat grossier à éléments divers dans un ciment gréseux.

LUTÉTIEN LACUSTRE ET MARIN. — II) Calcaires bleuâtres à silex rubanés, à faune lacustre.

I) Calcaires à grandes Nummulites (*N. millecaput* etc...)

0) SÉNONIEN.

B. — *Coupe de Serveray* [Feugueur, 1949] (fig. 1).

e) Marnes bleues à Globigérines.

d) Calcaires à Algues.

c) Calcaires à petites Nummulites.

b) Calcaires gréseux, marno-schisteux, noirâtres, à Lamellibranches (série peu épaisse).

a^2) Calcaires sableux, schistoïdes à microfaune provenant du Crétacé

1. J'indiquerai dans mes coupes les assises franchement marines à petites Nummulites qui sont indiscutablement priabonniennes, sans les décrire. Une description trop serrée dans le sujet actuellement traité allongerait inutilement le texte. Je reviendrai ultérieurement sur ces assises marines.

2. Ces lettres sont reportées sur les cartes ci-jointes, fig. 5 et 6, où elles indiquent l'emplacement des coupes.

3. Sommaire, selon M. L. Moret [1920-1924] et des observations personnelles.

supérieur, notamment du Maestrichtien-Danien[1], passant verticalement et même horizontalement à des calcaires fins, finement lités à même microfaune remaniée.

Ces calcaires sableux sont parfois pétris de débris d'Inocérames qui constituent parfois la totalité de la roche.

a[1]) Conglomérat, fin au sommet et lenticulaire à la base de a², grossier et irrégulier à la base. Les éléments proviennent du Sénonien, du Lutétien marin et du Lutétien lacustre. Ce sont surtout les silex qui sont abondants et peu roulés, les blocs en plaquettes atteignent jusqu'à 0,30 m de longueur (fig. 1).

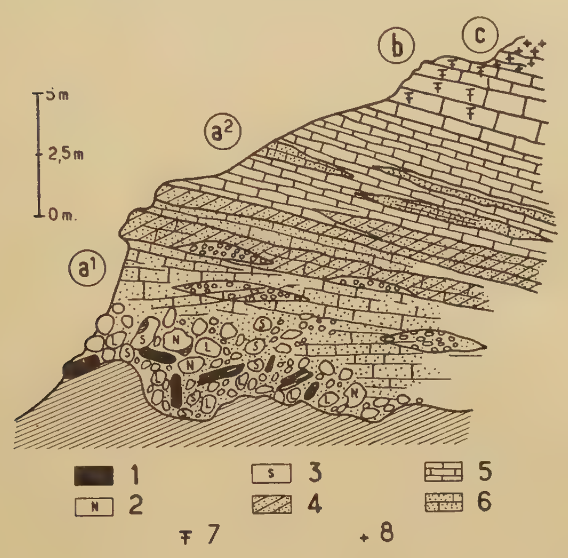


Fig. 1. — Coupe du Mont Favy, près de Serveray-Pernant.

1 : silex en gros blocs du Lutétien lacustre remaniés dans les couches de base du Priabonien ; 2 : calcaire à grandes Nummulites du Lutétien ; 3 : calcaires sénoniens ; 4 : calcaire finement lité, gréseux à microfaune crétacée ; 5 : calcaire fin à microfaune crétacée ; 6 : grès à tests d'Inocérames ; 7 : faune à Cérithes et Lamellibranches ; 8 : petites Nummulites (*N. striatus*).

Les lettres cerclées marquent les subdivisions indiquées dans le texte. Ces indications se retrouvent aux figures 3 et 4.

Sénonien. — Calcaires verdâtres ou rubéfiés, parfois violacés, à Rosalines et Inocérames en plaques interstratifiées entre les lits calcaires. C'est vraisemblablement de ce niveau que proviennent les Inocérames remaniés en a².

1. D'après M. P. Marie, qui a examiné mes lames minces, cette faunule variée et uniquement crétacée est anormalement fine pour une faune en place. De même les nombreux débris de coquilles qui ne dépassent pas en dimension celle des Foraminifères. D'autre part, le test des coquilles est trouble et non transparent comme s'il avait subi un commencement de décalcification.

Ces deux coupes seront à la base des comparaisons ultérieures. Je donne donc ici une figure de ces assises du Mont-Favy. Pour celles d'Arâches, voir L. Moret [1920-24].

C. — *Pernant* (Mine)[1].

Les auteurs ne considèrent, en général, comme couches à Cérithes que les marnes noirâtres ou brunes, associées au lignite. L'extension de cette faune, bien connue et si constante est plus étendue verticalement que ne l'ont signalé les auteurs. Je donnerai donc ci-dessous une coupe détaillée des abords de la mine; de haut en bas, on observe :

e) Marnes bleues à Globigérines (chemin au-dessus de la mine, menant de Pernant aux chalets de Plaine Joux).

d) Calcaires à Algues, fins, bleu clair passant au sommet aux marnes bleuâtres et à la base aux calcaires à petites Nummulites. Alors que les calcaires à petites Nummulites sont assez sombres et à cassures généralement irrégulières, ces calcaires sont fins et à cassures franches. Ils rappellent les calcaires marbrés fins du Sénonien.

c) Calcaires bleuâtres à petites Nummulites (*N. striatus*) la répartition des Nummulites est inégale, tantôt rares et isolées parmi les Polypiers et *Miliolidae*, tantôt abondantes jusqu'à constituer l'élément dominant de la roche,

Ces calcaires semblent passer latéralement vers le sommet aux calcaires à Algues, ce qui expliquerait les épaisseurs variables des deux assises l'une aux dépens de l'autre, dans une région limitée. A Pernant, cette assise repose sur une série gréseuse qui se divise en :

b^5) Masse de grès à stratification entrecroisée, sans fossiles apparents. Quelques rares amas lenticulaires de petits galets de calcaires empruntés généralement au Sénonien (leur diamètre ne dépasse pas 1 cm) se rencontrent surtout vers la base de la formation... 13 m

b^4) Banc marneux noirâtre et conglomérat de galets, de calcaires sénoniens en grande partie, pétri de test de Mollusques principalement des Lamellibranches de la faune des Diablerets. Les coquilles sont si nombreuses qu'elles forment l'élément dominant de la roche et ne sont séparées les unes des autres, que par un filet argileux ou ligniteux. Odeur fétide en cassure fraîche (c'est un véritable falun de coquilles saumâtre)................ 0,75 m

b^3) Grès dur à stratification entrecroisée, avec nombreux galets calcaires et quelques moulages de Mollusques. Ils passent vers la base aux calcaires sous-jacents............................ 4 m

1. Des coupes ont été publiées par Boussac [1912], Douxami [1896], Collet et Lillie [1938].

b^2) Calcaire dur ou marneux, sombre en cassure mais à patine claire. Il contient des moulages de Mollusques et quelques Polypiers vers la base. Le contact de ce calcaire massif sur les couches ligniteuses était intéressant à observer en galeries. On pouvait observer à leur toit des plaques de quelques centimètres constituées par un feutrage d'empreintes de tiges ou racines, pseudo-pistes ramifiées[1] (fig. 2). Je pense qu'il s'agit ici de racines à cause de leur ramification, plutôt que de pistes de Vers auxquelles elles ressemblent. Ce sont plutôt des moulages internes que des empreintes externes. Le ciment est un calcaire gréseux à nombreux quartz détritiques renfermant à la fois des graines de *Chara* et des *Miliolidae*. . . . . 1,50 m

Ces calcaires témoignent d'une invasion marine dans les lagunes où se déposait le lignite sous-jacent. Les Milioles et les Polypiers libres en attestent. Le régime lagunaire s'est à nouveau établi avec la faune du niveau b^4. 1,50 m

b^1) Ensemble de marne et de calcaire, noirâtre en lits irréguliers et peu épais avec couches de lignites intercalées. Les fossiles se rencontrent dans les calcaires marneux, qui renferment en outre de nombreuses graines de *Chara* . . 1,95 m

a^2) Ensemble détritique composé de calcaire dur, bleu noirâtre alternant avec des calcaires marneux ocrés. Ces calcaires sont riches en quartz détritiques, en débris d'Inocérames et en galets provenant des formations antérieures.

Sénonien — Lutétien marin à grandes Nummulites — silex marrons rares et calcaires sombres à Bithinies du Lutétien lacustre. Les galets sont très souvent concentrés et triés en amas lenticulaires dans la masse . . . . 8 m



FIG. 2. — Moulages gréseux de tiges ou racines au toit de la couche de lignite.

a^1) Conglomérat de base irrégulier, très grossier à gros élements souvent peu arrondis et ravinant le Sénonien sous-jacent tectonisé. . . . . 0,50 m

A Pernant (Mine de l'Épine) les couches dites à *Cerithium Diaboli* ont une puissance de 8 à 10 m environ. Elles comprennent non seulement les couches ligniteuses classiques de b^1, mais aussi les couches supérieures calcaires b^2, les grès b^3 et le falun b^4. La masse des grès b^5, qui forme transition entre ces

1. C'était d'ailleurs un point de repère utile pour suivre les couches peu épaisses de lignite.

couches lagunaires et les assises marines à Nummulites, appartient vraisemblablement en partie à cette formation. Cette assise b^5 essentiellement détritique est peut-être d'ailleurs d'origine continentale ou lacustre. En l'absence totale de fossile, il serait dangereux cependant d'être affirmatif. Il est utile de remarquer que ces grès disparaissent rapidement vers le N puisqu'à Serveray (même unité) on ne les rencontre plus. On les retrouve par contre à Flaine et Platé dans une digitation supérieure de la même nappe.

D. — ***Flaine Platé*** (fig. 3).

Aux environs des chalets de Flaine et au-dessus des chalets de Cayen, on peut relever la coupe suivante du Nummulitique de haut en bas.

e) Marnes bleues à Globigérines.
d) Calcaires fins bleuâtres à patine claire, riches en Algues.. 4 m
c) Calcaires sombres à petites Nummulites passant insensiblement aux grès sous-jacents.................................. 5 m
b^2) Grès plus ou moins chargés de calcaire. Leur partie supérieure renferme des petites Nummulites et la zone inférieure des empreintes de Mollusques indéterminables.............. 8 m
b^1) Banc de grès grossier qui ravine très nettement les calcaires schisteux sénoniens. On y trouve des petits galets de calcaires sénoniens. Ce banc est très dur avec de gros grains de quartz très mal calibrés. Quelques moulages de Mollusques et tubes de Vers mal conservés .... 0,50 m

Cette masse gréseuse des chalets de Flaine se divise en deux au-dessus des chalets de Cayen où on l'observe, sous les calcaires à petites Nummulites :

b^5) Masse gréseuse supérieure avec zones schisteuses subordonnées présentant à la base des pseudopistes semblables aux racines enchevêtrées de la mine de l'Épine (b^2 de la coupe Pernant (fig. 2)).
b^4) Lit de lignite pulvérulent peu épais.................. 0,05 m
b^3) Banc de grès calcaire très dur avec moulages.......... 0,10 m
b^2) Marne gréseuse schistoïde à Mollusques bien conservés (faune à *Cerithium Diaboli*).................................. 1,30 m
b^1) Grès dur massif inférieur.............................. 1 m

Ces grès *b* des chalets de Flaine ou Cayen reposent sur le Sénonien schisteux. A la base, ils renferment la faune saumâtre classique et au sommet la faune marine à petites Nummulites. Ils passent ici du régime lagunaire au régime marin. Aux chalets de Platé, au-dessus des « Escaliers », on trouve dans les

mêmes bancs calcaires, les petites Nummulites associées aux Mollusques d'eau saumâtres (faune habituelle à *C. Diaboli*).

Des couches rouges dans le Sénonien s'observent au-dessous des chalets de Flaine, à 10 m environ sous le contact du Priabonien. Elles peuvent être observées près du ruisseau de la Plaine, entre la cascade du Michet et la barre gréseuse priabonienne des chalets de Flaine.

Ce qu'il y a de remarquable dans cette coupe, c'est l'absence des conglomérats de base, vus à Pernant et à Serveray, mais que nous retrouvons par contre au Désert de Platé.

F. — *Nummulitique de Platé, près du col du Colonné* (fig. 3).

e) Marnes bleues à Globigérines.

d) Calcaires bleuâtres clairs à Algues.

c) Calcaires à petites Nummulites passant au sommet au calcaire à Algues et à la base aux couches saumâtres à *Cerithium Diaboli*.

b) Calcaires noirâtres à lits marneux, ligniteux peu épais et discontinus, très fossilifères. Au sommet, ils deviennent plus clairs et renferment encore des Mollusques saumâtres alors qu'apparaissent déjà les Nummulites .... 15 m

a) Conglomérats très épais. Les éléments d'origine variée sont assez volumineux. Ils sont parfois jointifs et constituent ainsi toute la roche. J'ai constaté, outre les éléments de Crétacé supérieur qui sont en majorité des calcaires bleuâtres sans fossiles apparents ni microfaune (lacustre ?) des silex marrons anguleux, du Lutétien marin. Dans certaines zones moins grossières, on trouve des lits gréseux identiques aux grès qui viennent d'être décrits... 15-20 m

Ces conglomérats reposent sur le Sénonien schisteux, lequel fait suite normalement aux calcaires en petits bancs du Sénonien plus inférieur. Je n'ai pas rencontré les couches rouges observées à Flaine.

Ainsi, nous avons à Flaine des grès à faune saumâtre sur le Sénonien. Ils sont représentés à Platé par les calcaires renfermant la même faune et supportant les mêmes calcaires à petites Nummulites. Alors qu'à Flaine, les grès reposent directement sur le Sénonien, à Platé les calcaires équivalents sont séparés du Sénonien par une masse importante de conglomérat très grossier.

Les conglomérats de Platé (col du Colonné) n'existent ni à Flaine ni aux Escaliers de Platé. Ils se retrouvent par contre avec la même épaisseur au vallon de Sales [L. W. Collet et Ed. Paréjas, 1926]. Les formations gréseuses à faune saumâtre et intercalations ligniteuses se rencontrent aux Escaliers de Platé

L. W. Collet et Ed. Paréjas 1926] et à Flaine. Elles sont remplacées au col du Colonné (fig. 3) par les calcaires de Platé qui reposent sur les conglomérats[1].

Il serait intéressant de pouvoir suivre ces conglomérats dans le Désert de Platé. Ils paraissent localisés et orientés SW-NE

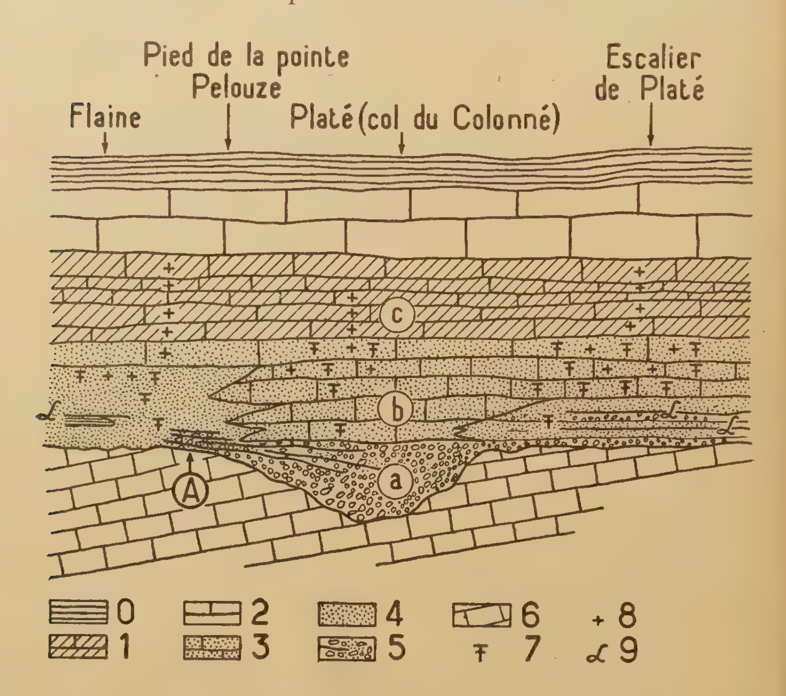


Fig. 3. — Coupe du Priabonien du Désert de Platé.

0 : marnes bleues à Globigérines ; 1 : calcaires à petites Nummulites ; 2 : calcaires à Algues ; 3 : calcaires et grès à faune des Diablerets (Cérithes et Lamellibranches) ; 4 : grès à lignite ; 5 : conglomérat à éléments divers (Sénonien-Lutétien marin et lacustre) ; 6 : Sénonien ; 7 . faune saumâtre ; 8 : petites Nummulites ; 9 : lignites en petits lits.

(du col du Colonné à Sales). Le passage entre les grès et les conglomérats est vraisemblablement représenté par les bancs de conglomérats et de grès en biseaux signalés par M. L. W. Collet et A. Lillie [1938, fig. 3]. Au pied de la Tête Pelouse, ces bancs en discordance sur le Crétacé, et entre eux, peuvent très bien s'inscrire au point A de la fig. 3 (E fig. 5 et 6).

Enfin, la présence dans les conglomérats du col du Colonné

1. Je ne veux cependant pas dire que les faciès calcaires sont liés à la présence du conglomérat. C'est seulement une coïncidence car ce conglomérat existe ailleurs sous les couches à Cérithes quel que soit leur faciès.

d'éléments indiscutablement lutétiens, montre qu'il n'y a pas que des éléments crétacés dans la partie S du Désert, comme le pensaient MM. L. W. Collet et A. Lillie.

Nous venons donc de suivre depuis Serveray jusqu'à Platé le même conglomérat, surmonté des mêmes assises à Cérithes. Il est constitué des mêmes éléments : Sénonien, Lutétien (calcaires à grandes Nummulites — calcaires lacustres ou silex isolés provenant de ces assises). On le retrouve dans le vallon de Gers, et dans la combe des Foges où il est irrégulier et discontinu.

Si on continue la descente vers le N, on suit toujours le Priabonien jusque dans la vallée du Giffre. Ici, par suite de l'abaissement des axes vers le N, le Priabonien se rencontre à la cote 750. Les calcaires inférieurs de cet étage étaient aux Escaliers à Platé et aux Grandes Platières, aux cotes 2000 et 2500.

Le Crétacé y compris la barre urgonienne franchit le Giffre près de Samoens et remonte vers le N pour former la dalle triangulaire de la Pointe Rousse-Criou (fig. 5). A cette dalle triangulaire qui plonge cette fois vers le S, se rattache la colline de Chantemerle. Pour cette raison, je ne pense pas qu'on puisse comparer la coupe de Chantemerle avec celle de Bossetan (comme l'ont fait W. J. Schroeder et A. Lillie [1935]). Si Chantemerle est situé géographiquement entre Bossetan et Sougey, il ne faut pas perdre de vue qu'au cours des dépôts nummulitiques, Chantemerle et Sougey étaient situés dans une région plus orientale que Bossetan. Ce n'est qu'avec la mise en place de la nappe de Morcles que les plis supérieurs sont descendus dans le synclinal transverse ? (vallée du Giffre) en chevauchant vers le NW les plis plus inférieurs (fig. 5 et 6).

J'ai étudié la série du Nummulitique de Chantemerle, dans les bois au-dessus de la chapelle. La coupe que j'y ai relevée est assez semblable à celle qu'ont relevée W. J. Schroeder et A. Lillie [1935] et se résume comme suit :

H. — *Coupe à Chantemerle.*

c) Calcaires à Algues et à petites Nummulites = Priabonien marin.

b) Calcaires sombres à lits marneux, Lamellibranches et Gastropodes (faune des Diablerets = Priabonien saumâtre).

a^2) Calcaires bleuâtres, bien lités, en petits bancs peu épais de 0,20 m à microfaune crétacée remaniée .... 1 m

Calcaires bleuâtres ou calcaires finement gréseux en petits lits parfois schisteux, à cassures écailleuses, avec quelques petits Gastéropodes très rares, microfaune crétacée remaniée. ..... 2 m

Passage des grès inférieurs aux calcaires.............. 0,50 m

a^1) Complexe conglomératique, grès fin au sommet avec lits lenticulaires de galets d'origine variée. Grès grossier avec bancs durs vers la base où l'on rencontre des amas de galets souvent jointifs. Ces galets sont d'origine variée, ils appartiennent : 1) au Sénonien, en grande partie, 2) aux calcaires marins à grandes Nummulites du Lutétien, 3) aux calcaires lacustres à *Chara* et rares silex du Lutétien lacustre.

On rencontre dans le ciment de nombreux débris d'Inocérames et des Foraminifères sénoniens. Sous ce conglomérat, le Sénonien en bancs montre une discordance angulaire très nette de 10° environ.

Les calcaires a^2 bien lités ne renferment qu'une microfaune remaniée du Crétacé supérieur. Les éléments, comme au Mont Favy sont très fins, de même que les fragments de coquilles. On ne peut manquer d'être frappé par l'analogie de faciès entre cette coupe de Chantemerle et celle du Mont Favy (fig. 1). Les mêmes bancs gréseux, même conglomérat grossier et surtout même calcaire fin à microfaune crétacée remaniée, anormalement fine. Je n'ai trouvé, dans ces calcaires plus ou moins chargés de quartz détritique, aucun Foraminifère nummulitique. C'est dans ces calcaires a^2 ou a^1 que MM. W. J. Schroeder et A. Lillie [1935] ont signalé les lits à *Chara* et petits Gastéropodes.

Je considère ce conglomérat et les calcaires fins, inférieurs aux couches à Cérithes, comme appartenant déjà au Priabonien dont ils représentent la base.

Comment s'est effectué ce remaniement des microfaunes crétacées à l'exclusion d'éléments tertiaires ? Je répondrai plus loin dans les conclusions à cette question.

Il serait cependant dangereux de considérer tous les dépôts détritiques grossiers comme appartenant au Priabonien. C'est-à-dire adopter maintenant une opinion diamétralement opposée à celle admise jusqu'ici car nous allons voir qu'il existe à Sougey, même digitation que Chantemerle, deux conglomérats superposés et d'âges différents.

I. — *Coupe entre Samoens et Perret.*

D'après M. L. Moret qui a pu observer une belle coupe complète du Nummulitique à Sougey, on observe deux séries conglomératiques et lacustres.

Je résumerai cette coupe ici, renvoyant le lecteur à la note de cet auteur [1924] ou à MM. L. W. Collet et A. Lillie qui l'ont reproduite [1938].

7. — Calcaires à petites Nummulites [1].
6. — Couches à Cérithes et faune des Diablerets.
5. — Marnes feuilletées avec bancs calcaires à Limnées et Planorbes.
4. — Conglomérat à galets de calcaires laguno-lacustre et petites Nummulites dans le ciment.
3. — Complexe de couches siliceuses, très dures à *Cypris*, petits Gastéropodes lacustres ou lagunaires.
2. — Schistes gris à débris d'Inocérames.
1. — Conglomérat de base à galets de Crétacé supérieur.

Lorsqu'on a suivi depuis la vallée de l'Arve, le conglomérat priabonien à travers le Désert de Platé jusqu'à Chantemerle, il devient un ami fidèle. Aussi lorsqu'on retrouve le conglomérat du Vallon d'en Bas près de Samoens, on est tout d'abord étonné du changement de faciès. C'est encore un conglomérat, mais mal lié, plus marneux, plus altéré, les galets s'en détachent plus facilement. De nombreux détails le différencient. Ce conglomérat, c'est le n° 1 de la coupe de M. L. Moret. Je l'appellerai *1re série conglomératique*.

Sur ce conglomérat vient un complexe d'assises schisteuses, gréseuses, avec lits de calcaires bleuâtres, très durs, irréguliers. J'ai trouvé dans ces calcaires des empreintes de petits Gastéropodes (Bithines ?) Les couches sont schisteuses et renferment de nombreux débris d'Inocérames.

Dans certains calcaires intercalés dans les schistes, on remarque en lame mince de nombreux Foraminifères encroûtés (pseudo-oolithes) provenant du Crétacé supérieur et des *Miliolidae* vraisemblablement nummulitiques [2].

Les formes crétacées sont indiscutablement remaniées.

Il s'agit ici, sans aucun doute, des assises 2 et 3 de la coupe de M. L. Moret. Je n'ai pas pu observer le contact de cette série avec le conglomérat sus-jacent (n° 4 de L. Moret) que je vais décrire et que j'appellerai : *2e série conglomératique, et « Couches à Limnées » (n° 5 de L. Moret)*.

J. — *Coupe à Perret.*

Dans les buissons situés au N de l'agglomération et le long de la route de Sixt à Samoens, on peut relever la succession suivante (fig. 4).

(N° 6 de L. Moret)

b) Calcaires à *Cerithium Diaboli*, à débris ligniteux, avec lits gréseux et schisteux noirâtres, passant vers la base à des :

1. Numérotation de la coupe de M. L. Moret [1924].
2. Selon P. Marie, qui a bien voulu examiner mes lames.

(N° 5 de L. Moret)

a^2) Marnes schisteuses avec lits calcaires à Limnées dont *Limnea longiscata* et graines de *Chara*.

(N° 4 de L. Moret)

a^1) Conglomérat à galets d'origines variées, ciment gréseux, massif et très dur. Ce conglomérat renferme des silex marrons et des galets de calcaires à faune lacustre. M. L. Moret a signalé des petites Nummulites dans le ciment, mais malheureusement indéterminables.

Fait intéressant, ce conglomérat repose ici sur le Sénonien, ce qui a déjà été observé par MM. L. W. Collet et A. Lillie [1938, p. 117].

A Sougey, par contre, il reposerait sur les assises conglomératiques inférieures [L. Moret, 1924].

Cet ensemble, du conglomérat inférieur aux couches à Limnées (1 à 5), a été placé dans le Lutétien par les auteurs qui se sont occupés du Nummulitique. Les conglomérats que je viens de décrire au Vallon d'en Bas (première série conglomératique inférieure) appartiennent certainement au Lutétien et sont vraisemblablement lacustres, avec peut-être des incursions marines correspondant aux calcaires à Milioles, comme c'est le cas au col de Bossetan [L. W. Collet et A. Lillie, 1938].

Par contre, le conglomérat supérieur n° 4 de la coupe de M. L. Moret [1938] représente certainement la base du Priabonien. Il repose indifféremment sur le Sénonien ou sur le Lutétien. Il est largement transgressif et renferme des éléments empruntés aux couches lacustres inférieures, silex marrons, noirâtres, et calcaires bleuâtres lacustres (voir fig. 4). Les petites Nummulites signalées par M. L. Moret sont-elles en place? ou sont-elles remaniées du Lutétien? La présence d'une microfaune crétacée relativement bien conservée, mais cependant remaniée dans des couches lacustres priaboniennes, comme on vient de le voir plus haut, incite à la prudence.

Je considère les couches lacustres à Limnées comme équivalentes des couches calcaro-gréseuses du Mont-Favy et de Chantemerle qui renferment une microfaune crétacée remaniée. Elles occupent la même place stratigraphique, entre les conglomérats grossiers de base et les couches ligniteuses à faune des Diablerets au-dessus (fig. 4).

J'interprèterai donc la coupe de Sougey de M. L. Moret comme suit :

7. — Priabonien marin.
6. — Priabonien saumâtre.

5.-4. — Priabonien lacustre continental transgressif soit sur le Lutétien, soit sur le Sénonien.
3.-1. — Lutétien laguno-lacustre avec incursions marines.
0. — Sénonien.

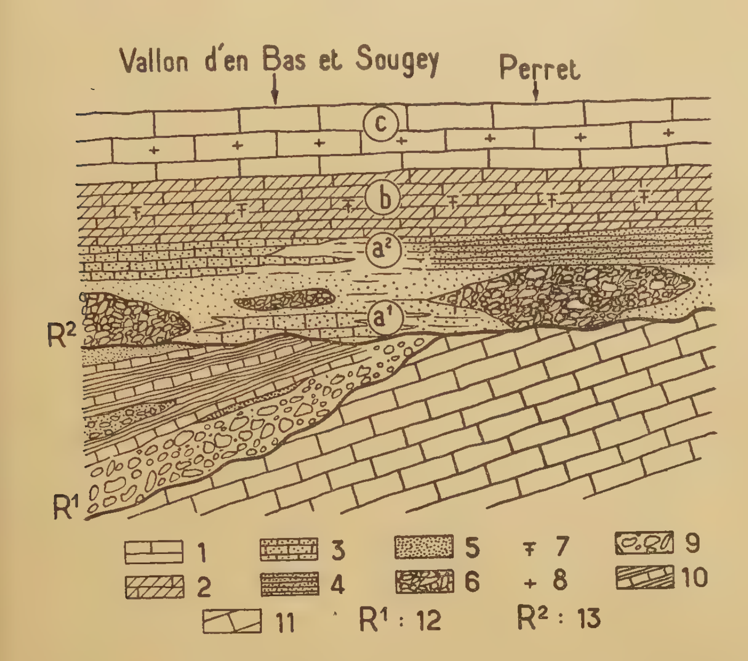


Fig. 4. — Coupe du Priabonien-Lutétien de la rive droite du Giffre.

1 : calcaire à petites Nummulites ; 2 : calcaire à faune saumâtre des Diablerets ; 3 : calcaire finement lité à microfaune crétacée ; 4 : schistes à Limnées ; 5 : grès et calcaires sableux ; 6 : conglomérat supérieur ; 7 : faune des Diablerets ; 8 : petites Nummulites (*N. striatus*) ; 9 : conglomérat inférieur ; 10 : schistes et calcaires fins ; 11 : Sénonien ; 12 : ravinement du Lutétien ; 13 : ravinement priabonien.

En continuant vers le N, c'est-à-dire vers la Suisse, on quitte la dalle triangulaire du Criou-Chantemerle (digitation supérieure) pour entrer dans une zone ondulée de plis qui plongent sous cette dalle, ou coupés par elle.

Le Priabonien, conservé dans les synclinaux, a été étudié dans le vallon des Chambres-Les-Avoudrues et dans celui de Bossetan. Comme on peut le voir sur la figure ci-jointe (fig. 5) cette zone à allure de tôle ondulée est complètement différente de la dalle plate qui interrompt les plis vers le S.

N. — *Coupe des Avoudrues* selon MM. A. Lillie et W. J. Schroeder [1937].

L'enneigement ne m'ayant pas permis cet été d'atteindre cette zone, je résumerai ici la coupe de ces auteurs.

9) Schistes et calcaires à Globigérines.
8) Marnes schisteuses brunes et bancs gréseux à *N. striatus*.
7) Calcaire jaunâtre plus ou moins schisteux, gréseux à la base (Foraminifères provenant du Crétacé supérieur).
6) Série conglomératique complexe à ciment gréseux calcaire. Les éléments proviennent du Crétacé, du Lutétien à grandes Nummulites, et de sédiments laguno-lacustres. On y rencontre aussi de grands blocs de silex noir qui atteignent 20 cm de diamètre.
   Vers le sommet, calcaires lacustres à *Chara*, Ostracodes et *Bithynia*.
5) Calcaire marneux rouge, pseudo-bréchoïde.
4) Calcaire gréseux rouge vif, passant à des grès verdâtres.
3) Calcaire fin rose, à trainée argileuse.
2) Calcaires gris plus ou moins gréseux.
1) Calcaire gréseux à cassure gris clair et patine vert clair à grandes Nummulites (*N. irregularis*, *N. lucasi*).

A la lumière de ce qui a été dit jusqu'ici, je propose d'interpréter cette coupe comme suit :

Lutétien marin	couches 1 et (2?)
Lutétien continental	— 3 à 5
Priabonien inférieur continental et lacustre (a^1 et a^2 de mes coupes)	couche 6
Priabonien saumâtre et marin	couches 7 et 8.

J'ai vu les différents termes de cette coupe dans les éboulis importants qui longent la base de l'arête de la Pointe Rousse jusqu'aux Eaux Froides. Le conglomérat n° 6 de la coupe Lillie-Schroeder est identique au conglomérat du Mont Favy. Il est extrêmement curieux de constater que la présence de ces silex en gros blocs est liée au Mont-Favy comme aux Avoudrues, à la proximité du Lutétien marin bien daté. La seule différence entre ces deux localités, c'est la présence certaine des silex lacustres en place dans des calcaires sur le Lutétien marin à Arâches, alors qu'aux Avoudrues, ces silex ne se rencontrent que remaniés.

Par contre, les couches rouges 3 à 5 de MM. A. Lillie et W. J. Schroeder, appartiennent vraisemblablement au Lutétien lacustre. Elles correspondent peut-être aux assises conglomératiques inférieures et schistoïdes de Sougey [L. Moret, 1924]. L'importance des silex noirâtres ou marrons peu roulés, dans le

conglomérat priabonien, laisse supposer qu'une formation lacustre, lutétienne, semblable à celles d'Arâches, existait aux Avoudrues.

Quelle est l'extension de ces couches lutétiennes dans le vallon des Chambres?

S'il m'est impossible de répondre maintenant à cette question, je peux tout de même penser qu'elles ne sont pas très étendues. En effet, au NW du *lac des Chambres* (M', fig. 5) au-dessus de l'Urgonien, de l'Albien et du Sénonien réduit, vient une série monotone de calcaires bleuâtres avec intercalations de calcaires schisteux marrons et parfois violacés. Certains sont pétris de petites Nummulites (*N. striatus*). Les schistes violacés (calcaires marneux) possèdent des traînées claires qui rappellent en surface certaines Algues du Flysch de la Brèche. En lames minces, elles se présentent sous forme de traînées ferrugineuses parallèles.

Je n'ai pu observer le contact de cette formation sur le Sénonien, masqué par une ligne de végétation. Les Nummulites priaboniennes en amas, se rencontrent cependant en place à quelques mètres du Sénonien.

M. — *Coupe des Eaux Froides.*

Aux Eaux Froides, à mi-chemin entre la cascade et la croix, dans l'angle du chemin qui, des chalets du Foillis, mène au lac des Chambres, on relève la succession suivante :

De haut en bas dans la série (de l'E vers l'W par suite du pendage des couches) :

Calcaires gréseux en petits bancs à Mollusques (Cérithes, Turritelles, Cyrènes etc...) passant vers la base à des calcaires durs, des grès calcaires bleuâtres, avec intercalations de lits schisteux à faciès ardoisiers, noirâtres à reflets violacés ou ocres, sans fossiles apparents. Cet ensemble prend le faciès Flysch. Vers la base les lits gréseux sont plus fins et plus fréquents, les schistes renferment les trainées ferrugineuses parallèles déjà observées au lac des Chambres. Un petit banc conglomératique, calcaire à nombreux débris de quartz mal calibrés, termine cette série et repose en discordance sur le Sénonien. La discordance, 10° environ, est très nette et le Sénonien réduit à 15 m de puissance environ. Les calcaires sénoniens sont altérés à leur partie supérieure, craquelés, fissurés et encroûtés de dépôts ferrugineux.

Enfin, sous les calcaires sénoniens, on retrouve le Gault et peut-être même du Cénomanien avec les calcaires très glauconieux qui forment transition et l'Urgonien-Hauterivien.

La série est donc normale sans complication tectonique. On a pu remarquer que le Sénonien y est réduit, et que les assises priaboniennes marines reposent bien sur ces calcaires en contact stratigraphique, avec un conglomérat et une surface de ravinement. Il manque ici non seulement les couches lutétiennes signalées plus haut aux Avoudrues [A. Lillie et W. J. Schroeder, 1937], mais aussi le conglomérat grossier de la base du Priabonien. Près de cette coupe, j'ai retrouvé des éboulis très importants de conglomérats bréchiques gréseux rouges et verts. Les blocs de plusieurs mètres cubes appartenant vraisemblablement au Lutétien, n'ont pu être entraînés du pied des Avoudrues jusqu'ici, car ils auraient été arrêtés au passage par le lac des Chambres [1].

Or, on ne les retrouve pas dans les éboulis et blocs glaciaires qui encombrent le vallon, en amont de ce point vers le lac. Je pense que ces blocs proviennent du flanc de l'Arête de la Pointe Rousse. Mais, comme nous nous trouvons en ce point près de la ligne de chevauchement de la digitation supérieure de la Pointe Rousse, qui coupe les digitations plus inférieures de la nappe, il serait dangereux de tirer des conclusions hâtives, sans vérifier cette hypothèse par une étude approfondie [2].

De toute façon, que les couches rouges du Lutétien lacustre, ou marin existent ou non aux Eaux Froides, il y a un fait certain, c'est qu'elles manquent à peu de distance des Avoudrues où elles ont été signalées pour laisser la place au Priabonien transgressif sur le Sénonien. Les assises inférieures peuvent même manquer et les assises à Nummulites être directement transgressives sur un Sénonien très réduit.

K. — *Coupe aux chalets de Bossetan.*

En montant des chalets vers le col de Bossetan, sur la frontière suisse, on longe le synclinal couché de Priabonien. Bien avant d'atteindre les replis secondaires nummulitiques du col, on peut voir à Ramble, le Priabonien marin transgressif sur le Sénonien. Les calcaires à petites Nummulites ont le même faciès brun violacé qu'au lac des Chambres et ravinent nettement les calcaires en plaquettes du Sénonien. Il ne peut pas s'agir ici d'un contact tectonique [3].

1. Voir carte Samoens 1/20.000e.
2. J'espère bénéficier ultérieurement d'une année plus propice pour explorer plus en détail cette région.
3. Vu en compagnie de Mme Gubler et de l'abbé Rosset.

L. — *Coupe du col de Bossetan (versant français).*

Plus haut, immédiatement avant d'arriver au col de Bossetan, on trouve la belle coupe publiée par MM. L. W. Collet et A. Lillie [1938]. Je ne donnerai pas de nouvelle coupe de cette région, car mes levés sont identiques et n'apporteraient aucune modification importante. Rappelons seulement pour mémoire la succession décrite par ces auteurs :

4) Calcaires à petites Nummulites.
3) Calcaires à Mollusques (faune des Diablerets).
2) Calcaires massifs en gros bancs avec silex noirs abondants, stratifiés dans les bancs, calcaires sableux à la base et faune lacustre. Dans cet ensemble, une zone marine à Milioles est intercalée.
1) Conglomérat à ciment rougeâtre et pseudo-conglomérat rouge ou rose d'épaisseur variable.
0) Calcaires fins, fissurés et pénétrés de limonite, surtout sur le versant suisse du col (*Sénonien*).

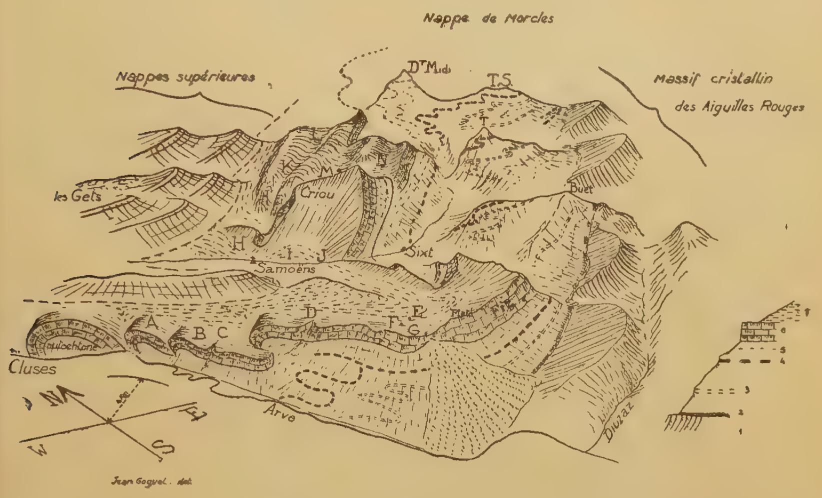


Fig. 5. — Bloc diagramme de la nappe de Morcles[1].

1 : Cristallin + Carbonifère des Aiguilles rouges ; 2 : Trias ; 3 : Dogger ; 4 : Malm ; 5 : Crétacé marneux ; 6 : Crétacé calcaire + Lutétien-Priabonien : 7 : Grès de Taveyannaz. T, Taneverge ; T. S, Tour Salière.

Les numéros 3 et 4 correspondent bien au Priabonien marin et saumâtre. Le numéro 2, lacustre à silex noir est lutétien. On peut douter de l'âge tertiaire des couches rouges, leur micro-

1. Dessiné par M. Jean Goguel, à qui je suis heureux d'adresser mes plus vifs remerciements.

faune étant uniquement crétacée. Ce caractère n'est pas suffisant puisqu'on a des couches lacustres priaboniennes. D'autre part, les couches rouges des Chambres, selon la coupe de MM. Lillie et Schroeder, sont situées au-dessus du Lutétien marin.

Admettons donc qu'ici, comme aux Chambres, ces couches représentent le Lutétien lacustre, ou peut-être même un faciès continental lacustre du Lutétien inférieur, marin ailleurs.

Ici encore, comme dans le vallon des Chambres, le Lutétien lacustre manque très rapidement vers le SW, et le Priabonien marin transgresse directement sur les calcaires du Sénonien.

Conclusions.

Les assises bien datées, par des faunes marines ou saumâtres sont : le Lutétien marin, à grandes Nummulites d'une part, les couches lagunaires du Priabonien « Bartonien » des Diablerets d'autre part.

Entre ces deux assises bien datées, se rencontrent des horizons détritiques et lacustres, souvent localisés, dans lesquels il convient, si possible, de placer une limite d'étages. Cette limite, indispensable à l'établissement de la carte géologique doit être placée dans cette coupe ci-dessous, qui résume l'ensemble des formations observées.

6) Calcaires à Algues et petites Nummulites (*N. striatus*).
5) Marnes ligniteuses et calcaires à faune saumâtre : *Cerithium Diaboli*, *natica*, *vapincana*, *Meretrix Villanovae*, etc...
4) Marnes schistoïdes, sableuses à Limnées, dont *L. longiscata* et calcaires finement lités à microfaunes crétacées remaniées et parfois à Bithynies et Hydrobies.
3) Conglomérat discontinu très grossier, à éléments provenant du Crétacé supérieur et des calcaires lutétiens soit lacustres à silex, à Bithynies et Hydrobies, soit marins à grandes Nummulites.
2) Calcaires bleuâtres à silex rubanés sombres, marrons ou noirs, à Bithynies, Hydrobies et *Chara*. Conglomérats et marnes schistoïdes de Sougey. Couches conglomératiques rouges des Chambres.
1) Calcaires marins d'Arâches et calcaires gréseux des Chambres à grandes Nummulites (*N. perforatus*, *N. millecaput*).

La limite du Priabonien-Lutétien a été placée jusqu'ici entre les n°s 4 et 5 de cette coupe. Le Priabonien étant représenté par le n° 5, et le Lutétien par le n° 4.

Cependant, alors que les couches 4 passent directement aux assises 5, on remarque que le conglomérat 3, lié aux couches 4

est largement transgressif sur les formations antérieures lutétiennes, représentées par les nos 1 et 2, plus localisées.

Je propose donc de placer la limite Priabonien-Lutétien entre les nos 2 et 3. Le Lutétien sera représenté par les nos 1 et 2 et le Priabonien de 3 à 6. Je vais d'ailleurs, tout de suite, discuter la valeur de cette limite d'étage.

Cette limite, qui termine un cycle complet, Lutétien marin puis lacustre, en commence un autre qui sera complet lui aussi, mais en sens inverse[1].

La période de démantèlement des assises lutétiennes et crétacées a certainement été brève, comme en témoignent les galets peu arrondis, souvent grossièrement accumulés et volumineux qui constituent le conglomérat de base du Priabonien (no 3 de la coupe).

A cette période d'érosion intense, succède des dépôts moins détritiques plus fins, les galets sont plus petits, très roulés. Le Lutétien semble avoir été complètement arasé, car seuls les calcaires du Sénonien fournissent ensuite les éléments aux conglomérats. Les lacs s'installent ensuite et dans leurs eaux se trouvent entraînés les Foraminifères du Crétacé supérieur lessivé par les eaux de ruissellement. Plus tard, enfin, les lacs se transforment en lagunes et celles-ci en mer avec des mouvements positifs et négatifs locaux.

Ces mouvements permettent aux lagunes de reprendre des régions précédemment abandonnées à la mer, et *vice versa*. C'est la période des dépôts ligniteux bien connus, qui précède l'installation de la mer à petites Nummulites puis à *Lithothamnium* et *Lithophyllum*, qui règnera dans cette région jusqu'aux mouvements alpins majeurs.

Comme on le voit, cette limite est bien plus stratigraphique que paléontologique, mais elle est surtout pratique pour l'établissement de la carte géologique, sur laquelle il faut bien mettre une limite d'étages.

Elle peut être discutée comme limite paléontologique, mais elle correspond à un mouvement tectonique marqué. D'autre part, comment limiter deux étages par des faunes lacustres constituées en majeure partie de Bithynies, d'Hydrobies et d'Ostracodes peu connus ?

Les seuls fossiles valables sont les grandes Nummulites du

1. C'est-à-dire en commençant le cycle par des dépôts lacustres, saumâtres puis marins, alors que le cycle classique généralement admis commence par une transgression marine qui succède au dépôt saumâtre ou continental du cycle précédent.

Lutétien et la faune saumâtre du Priabonien inférieur des Diablerets, vraisemblablement aussi *Limnea longiscata* de Sougey et c'est tout.

Je propose donc de placer dans ce complexe détritique et lacustre une limite stratigraphique. La faune lacustre (Bithynies et Hydrobies) reste à étudier. L'une doit être lutétienne, l'autre priabonienne. Il est d'ailleurs très probable que ces faunes si peu éloignées l'une de l'autre, dans le temps, doivent être les mêmes.

En Suisse, de Loys a publié la coupe d'Antème (Dents du Midi) où il signale deux horizons lacustres. MM. L. W. Collet et A. Lillie pensent qu'il y aurait là deux horizons lacustres, l'un lutétien, et l'autre, subordonné aux couches ligniteuses, serait priabonien.

Cette remarque pertinente, alors qu'on n'admettait en France qu'un seul horizon lacustre, cadre assez bien avec mes observations nouvelles, dans la zone française de la nappe de Morcles.

Le Lutétien des Avoudrues (vallon des Chambres) diffère sensiblement des assises du même âge d'Arâches, qui se rapprochent, elles, du faciès plus autochtone de la rive gauche de l'Arve[1]. Dans le vallon des Chambres, le Lutétien marin est plus sableux, plus siliceux qu'à Arâches où il est essentiellement calcaire. Alors que dans cette localité, il est surmonté de couches encore calcaires à silex, dans les Chambres on rencontre des couches conglomératiques rouges, provenant vraisemblablement du lessivage du massif émergé des Aiguilles Rouges.

Cette individualité du Lutétien des Chambres par rapport à celui d'Arâches est assez marquée, et mérite d'être signalée.

En regardant la carte ci-jointe (fig. 6) on remarquera qu'au S de ces dépôts, aux Chambres et à Bossetan, c'est un niveau priabonien tardif qui repose sur le Sénonien réduit. Une zone émergée, actuellement cachée aux observations par la nappe des Préalpes et la digitation supérieure du Criou, séparait-elle le Lutétien d'Arâches du Lutétien des Chambres ? Si barrière il y a eu, elle a disparu avec le Priabonien bien développé dans toute cette région, et largement transgressif.

Enfin, on peut signaler au droit des chalets des Molliets, la cassure de l'Arbaron qui change la direction du pli. Ceci est dû vraisemblablement à la résistance des Préalpes. Des accidents analogues, dus aux mêmes causes, ont déjà été signalés sur la rive droite du Giffre, mais étaient inconnus dans la vallée de l'Arve.

1. J. Rosset, [1949, p. 914-916].



Fig. 6. — Restitution paléogéographique des coupes citées dans le texte les unes par rapport aux autres (nappe de Morcles).

1 : Priabonien marin directement transgressif sur le Sénonien ; 2 : grès priabonien à faune saumâtre reposant directement sur le Sénonien ; 2 *bis* : grès précédent, mais avec conglomérat, dépôts en biseau de la Pointe Pelouse ; 3 : conglomérat à éléments divers : Sénonien, Lutétien marin ou lacustre ; 4 : silex lacustres lutétiens en gros blocs anguleux ; 5 : Lutétien lacustre ; 6 : Lutétien marin surmonté du Lutétien lacustre ; 7 : limite NW de la nappe de Morcles ; 8 : position actuelle de Chantemerle-Perret (points cerclés H-I-J) par comparaison avec les points non cerclés, ramenés à leur emplacement de dépôt ; 9 : Emplacement des coupes décrites dans le texte ; 10 : Synclinal transverse de la vallée du Giffre.

BIBLIOGRAPHIE

Boussac, J. (1912). — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*

Collet, L. W. et Ed. Paréjas (1926). — Le Nummulitique de Platé et de Sales (Chaîne des Fis, Haute-Savoie). *C. R. Séances Soc. Phys., Hist. nat. Genève*, vol. 43, n° 3.

Collet, L. W. et A. Lillie (1935). — Sur la présence de calcaires lacustres dans la série nummulitique du col de Bossetan (Haut-Giffre, Haute-Savoie). *Ibid.*, vol. 52, n° 1.

— (1938). — Le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Ecl. geol. helv.*, vol. 3, n° 1.

Collet, L. W. et P. Vaugelas (1935). — Le profil géologique du col de Bossetan. *C. R. Séances Soc. Phys., Hist. nat. Genève*, vol. 52.

Douxami, H. (1896). — Études sur les terrains du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Thèse Sciences, Lyon, *Ann. Univ. Lyon.*

Feugueur, L. (1949). — Sur la géologie du massif de Platé (Haute-Savoie). *B. S. G. F.*, (5), XIX, p. 629-639.

Goguel, J. (1951). — Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. *Ibid.*, (6), I, p. 439-451, 4 fig.

Lillie, A. et W. J. Schroeder (1937). — Le Nummulitique du vallon des Chambres (Nappe de Morcles, Alpes de Samoens, Haute-Savoie). *C. R. Séances Soc. Phys., Hist. nat. Genève*, vol. 54, n° 3.

Loys, F. de (1928). — Monographie geologique de la Dent du Midi. *Matér. Carte géol. suisse*, 88e livr.

Moret, L. (1920). — Sur la constitution lithologique du Nummulitique et du Crétacé supérieur du Plateau d'Arâches. *CR. Ac. Sc.*, t. 171, p. 1216.

— (1924). — Sur l'existence d'un niveau lacustre à *Limnea longiscata* dans la série Nummulitique du massif du Haut-Giffre (Haute-Savoie) et sur sa signification. *Ibid.*, t. 178, p. 790.

— (1920-24). — Revision de la feuille d'Annecy au 1/80.000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* (C. R. Coll. Camp. 1920-24).

— (1934). — Géologie du massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér., t. X, fasc. 1-2, n° 22.

Rosset, J. (1949). — Sur la présence du Lutétien lacustre et marin dans la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). *CR. Ac. Sc.*, t. 229, p. 914-916.

Schroeder. W. J. et A. Lillie (1935). — Le Nummulitique de Chantemerle (Samoens, Haute-Savoie). *C. R. Séances Soc. Phys., Hist. nat. Genève*, vol. 52, n° 3.

Sur la présence de structures obliques dans l'Atlas tellien de la province d'Alger

par **Maurice Mattauer**[1].

Sommaire — L'établissement de la stratigraphie de la région tellienne considérée a permis d'y mettre en évidence des anomalies structurales (principalement un fossé tectonique traversant obliquement tout le Tell, des plis et des failles d'orientation NE-SW). Les « structures obliques » par rapport à l'orientation générale E-W de cette partie du Tell s'expliquent par un important accident du socle d'orientation NE-SW.

Il semble que la notion de » transversale », c'est-à-dire d'accident profond responsable des structures obliques, puisse être étendue à toute l'Algérie et soit destinée à y expliquer bien des anomalies.

La région considérée correspond à la portion de l'Atlas tellien, comprise entre la plaine du Chéliff au N et la bordure des Hauts-Plateaux au S, et s'étendant sur deux cartes au 50.000^e, celles de Pont du Caïd et de Teniet-el-Haad.

La géologie de cette région n'avait pas progressé depuis les observations de Ficheur [1900], datant de 50 ans.

Grâce à des levés effectués au 20.000^e et au 50.000^e, principalement sur la feuille de Teniet-el-Haad, et à des explorations effectuées dans tout le massif de l'Ouarsenis et le long de sa bordure Sud, des faits nouveaux, d'ordres stratigraphique et surtout tectonique ont pu être mis en évidence[2].

Stratigraphie.

Celle-ci n'était pas connue pour diverses raisons : (fossiles peu abondants, mimétisme des faciès, forte épaisseur des séries, microfaunes non encore déterminées). Dans cette note, nous n'insisterons que sur les caractères qui la distinguent du reste du Tell.

1. — Les données sur la matière du socle primaire, ne sont connues que par des fragments remontés par le Trias diapir

1. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.

2. Ce travail a pu être réalisé grâce aux moyens matériels que nous a accordé M. l'Ingénieur Général Bétier. Nous l'en remercions vivement.

(amphilobite, gneiss, granite, diorite, schistes cristallins). On y trouve même sporadiquement des lambeaux de poudingues permiens, à galets de quartz rose.

2. — Le Trias, toujours intrusif, se présente avec son faciès habituel.

3. — Le Jurassique affleure à la bordure du territoire considéré, au sommet de l'Ouarsenis, et plus au N, dans les massifs du Doui et du Zaccar, il n'apparaît jamais ailleurs, pas même en lambeaux amenés dans le Trias. Ce fait nous obligerait, s'il se montrait de valeur générale, à admettre qu'il existe une lacune ou d'importantes variations de faciès du Jurassique.

4. — Le Crétacé inférieur est le premier niveau affleurant dans notre région. La série crétacée, seule, peut atteindre une épaisseur de l'ordre de 5.000 m. On peut distinguer dans ce Crétacé, de bas en haut, plusieurs ensembles, les passages de l'un à l'autre étant souvent progressifs et peu précis.

a) *La série des schistes bleus*, épaisse de 1.000 m au moins, à la base de laquelle a été trouvée, dans une lentille calcaire, une faune d'Ammonites pyriteuses, comprenant des *Leptoceras* tout à fait analogues à ceux du Néocomien du massif de Blida et de la zone littorale [Glangeaud, 1932].

Les schistes, qui dominent, présentent de rares intercalations de bancs calcaires et de grès quartzites. Cette série, par son faciès, est absolument analogue au Néocomien de la région de Miliana et de Marceau et au Néocomien du massif de Blida. Ceci reporte assez loin vers le S, la limite des zones subsidentes (II, IV, de L. Glangeaud), qui sont bien caractérisées dans la région littorale. Or, au sommet de l'Ouarsenis, à une vingtaine de kilomètres plus à l'W, le Crétacé inférieur est représenté seulement par une centaine de mètres de marno-calcaires.

Il existait donc, probablement dès cette époque, d'importantes variations de faciès, qui peuvent s'expliquer par des déformations d'âge secondaire. Ceci est d'ailleurs confirmé par l'observation de glissements intra formationnels, supposant l'existence de pentes assez fortes; la présence, dans cette série argilo-gréseuse, de petites lentilles calcaires à très rares Polypiers est un caractère particulier, dont nous avons déjà parlé à propos du massif de Miliana [Caire, Glangeaud et Mattauer, 1950].

Signalons encore que ces dépôts présentent des stratifications entrecroisées et des hard-grounds.

b) *Vers le haut*, on passe insensiblement à des schistes olivâtres, avec récurrences bleuâtres, pouvant se charger de nombreux bancs gréseux. Cette série prend ainsi, fréquemment, un aspect de flysch, avec intercalations de lentilles de marnes gréseuses bleues.

Ce deuxième ensemble est azoïque. Il doit atteindre une épaisseur de l'ordre de 1.000 m, et représente probablement le sommet du Crétacé inférieur et peut être déjà la base de l'Aptien.

Malgré l'absence complète de calcaire, ces dépôts devaient être peu profonds, car on rencontre fréquemment des stratifications entrecroisées, des bancs de poudingues à galets rouges, ainsi que des débris végétaux.

c) On passe insensiblement de cette série à la *série aptienne*, épaisse de 800 à 900 m. Les intercalations marneuses deviennent plus nombreuses, les bancs gréseux se chargent de calcaires et deviennent fossilifères, *Ostrea aquila*, Orbitolines, Oursins... On voit apparaître, par place, vers la base, des bancs de quartzites pouvant atteindre plus de 100 m d'épaisseur. Ils sont remplacés, en montant dans la série, par d'importantes lentilles de calcaire zoogène et de dolomies, à Orbitolines et Rudistes atteignant une épaisseur de plus de 100 m.

D'une façon générale les faciès calcaires diminuent d'épaisseur à mesure que l'on monte vers le N, et sont, pour ainsi dire, absents sur la feuille du Pont du Caïd. Là, les faciès et la faune montrent que l'Aptien est en grande partie néritique.

d) *L'Albien* marno-gréseux se présente avec son faciès tellien typique. Il n'est cependant pas complètement azoïque comme ailleurs, car des niveaux marneux, à lentilles calcaires, sont quelquefois fossilifères.

e) L'ensemble *Cénomanien-Turonien-Sénonien*, essentiellement marneux et marno-calcaire, est très épais, de l'ordre de 2.000 m. Sa stratigraphie ne pourra être précisée qu'à l'aide de la microfaune, encore à l'étude. Signalons des niveaux marno-calcaires bleus, à Ammonites (*Mortoniceras*), écailles de Poissons, et débris de Végétaux, des niveaux marneux olive, à Oursins et Huîtres. Le sommet, certainement d'âge sénonien, présente des niveaux glauconieux à dents de Poissons et Lamellibranches, des calcaires gréseux en plaquettes et des bancs de calcaire compact.

f) Le passage du *Crétacé au Tertiaire* se fait comme ailleurs d'une façon continue. Dans le fossé tectonique de Teniet-el-Haad, les faciès classiques de l'*Yprésien-Thanétien* à silex noirs, représentent le niveau le plus élevé de l'Éocène, tandis que, plus au S, la série éocène est complète.

g) L'*Oligocène* est, en général, transgressif sur le Crétacé supérieur. Il présente le faciès classique du Numidien, avec à la base, sur une épaisseur variable atteignant 200 m, un niveau d'argiles vertes à lentilles violacées.

Le faciès des grès de Boghari [1] paraît exister au cœur de l'Atlas tellien, dans l'affleurement tertiaire du coin SE de la feuille Pont du Caïd. Son étude n'est pas encore assez avancée pour nous permettre de tirer des conclusions paléogéographiques.

1. Au cours d'une rapide tournée commune avec M. Guillemot, nous avons pu comparer nos faciès avec ceux de la région étudiée par notre aimable collègue que nous remercions de son obligeance.

h) Le *Miocène*, largement transgressif et discordant sur les séries précédentes, forme d'assez importants affleurements. A la base, les conglomérats, brèches et grès grossiers, à *Pecten* et *Clypeaster*, existent presque toujours, mais avec des épaisseurs très variables (de quelques mètres à 100 m). Au-dessus, une série marno-gréseuse, de plusieurs centaines de mètres contient des bancs gréseux, souvent pétris de débris végétaux[1]. Ces faciès semblent complètement disparaître dans le coin SE de la feuille de Pont du Caïd, pour laisser place à des grès friables jaunâtres présents dans la vallée du l'oued Deurdeur.

i) Signalons encore la présence de surfaces d'érosion pliocènes ou quaternaires. A 10 km, au NE de Teniet-el-Haad, des niveaux fluvio-lacustres, probablement quaternaires, malgré leur pendage de 30°, à Lymnées et Planorbes passent à leur partie supérieure, à des cailloutis.

Les séries que nous venons de passer en revue, montrent dans leur ensemble, les faciès généraux du Tell, mais leurs variations et leurs caractères locaux donnent des renseignements sur l'évolution paléogéographique et tectonique de cette région.

Tectoniquf.

La tectonique de ce territoire offre des caractères spéciaux, qui nous permettent de tirer d'intéressantes conclusions générales.

On y observe, en effet, une singulière association de plis et de failles, qui offre des analogies avec les champs de failles-plis du Jura comtois, définis par L. Glangeaud [1944-45]. Les plis prennent des directions généralement NE-SW, différentes de l'orientation générale des plis du Tell. Des failles coupent ces plis obliquement, ou les bordent. Elles forment un fossé tectonique orienté NE-SW. Un champ de failles forme toujours la limite tectonique méridionale de l'Atlas tellien.

A. — *Description des plis les plus importants.*

a) le *monoclinal de l'Amrouna* [Mattauer, 1951], orienté NE-SW, s'étend depuis la région de Teniet-el-Haad, c'est-à-dire depuis la limite méridionale du Tell, jusque sur la feuille de Pont du Caïd. Il fait affleurer le Crétacé inférieur. L'Aptien forme le sommet de l'Amrouna. Son flanc NW est formé de Crétacé supérieur.

1. Une partie de la série marno-gréseuse, à débris végétaux, jusqu'ici entièrement attribuée au Miocène, vient de fournir des Lépidocyclines et une microfaune oligocène. Cette découverte pose de nouveaux problèmes tectoniques et stratigraphiques (le Numidien butte par faille contre cet Oligocène, dont il n'est donc pas un faciès latéral...)

Cette unité est limitée au SE par un fossé tectonique qui sera décrit plus loin. Au SE de ce fossé, à l'E de Teniet-el-Haad, se trouve un vaste brachi-anticlinal NS, dont l'axe est également crétacé inférieur, qui se raccordait certainement, avant la formation du fossé tectonique, au monoclinal de l'Amrouna.

b) Entre Trolard Taza au S et le Miocène de la plaine du Chéliff au N, les massifs de l'Ech Chaoun, du Djebel Tachta, du Djebel Berrouaghia et du Djebel Louhe, correspondent à des structures complexes. L'orientation générale des plis y est NE-SW et le style monoclinal paraît y dominer.

c) Sur la feuille de Pont du Caïd, le monoclinal de l'Amrouna est brusquement arrêté par une faille NNW-SSE. Au N de cet accident est un synclinorium complexe, et un anticlinal orienté EW, qui bordent la plaine du Chéliff.

d) A l'W, entre Teniet-el-Haad et le sommet de l'Ouarsenis, et au S de la limite méridionale du massif de l'Ouarsenis, de rapides explorations nous ont permis d'observer de nombreuses unités ayant des orientations NE-SW. Ainsi, au NW du monoclinal de l'Amrouna se trouve un vaste synclinorium crétacé supérieur, orienté également NE-SW et se prolongeant assez loin vers le S.

Dans toute la partie méridionale du massif de l'Ouarsenis, jusqu'aux abords de Vialar, les accidents de direction NS-EW, interfèrent avec ceux de direction NE-SW—NW-SE. L'observation de ces phénomènes est particulièrement nette, grâce aux importants affleurements tertiaires participant aux mouvements.

B. — *Les failles*, très nombreuses, découpent la région comme une mosaïque. Elles traversent obliquement les plis, et sont donc indépendantes d'eux. Nous allons distinguer, parmi celles-ci, différents champs de failles.

a) *Le fossé tectonique de Teniet-el-Haad.* Dans la région de Teniet-el-Haad, un fossé tectonique, bordé par des failles sensiblement parallèles, traverse tout le Tell, et raccorde les affleurements tertiaires de la plaine du Chéliff à ceux de la bordure des Hauts-Plateaux. Large de 2 ou 3 km seulement aux environs de Teniet, il se poursuit vers le NE pour s'élargir brusquement grâce à l'adjonction d'une faille EW et atteindre alors une largeur de près de 10 km. Continuant vers le NE, il va se raccorder aux affleurements tertiaires de la vallée de l'oued Deurdeur, par une suite d'affleurements Crétacé supérieur et Tertiaire, en général très disloqués.

b) *Les failles bordières du Tell méridional* arrêtent toujours, tectoniquement au moins, sur la feuille de Teniet-el-Haad, les affleurements Crétacé inférieur ou moyen du Tell, en les faisant buter contre le Crétacé supérieur ou le Tertiaire de la bordure des Hauts-Plateaux. Leur orientation n'est que rarement EW, comme à l'E de Teniet-el-

Haad. Elles offrent, en général, des directions NW-SE, NE-SW, pour ne parler que de la feuille de Teniet.

c) *Les plis à grand rayon* de courbure sont également découpés par d'importantes failles, indépendantes d'eux. Par exemple, une faille NNW-SSE limite le monoclinal de l'Amrouna au N, une autre NW-SE borde le Djebel Tachta au S.



Fig. 1. — Carte schématique de la région de Teniet-el-Haad (fragment de la feuille de Teniet au 1/50.000e.

A : Quaternaire et éboulis ; B : Miocène ; C : Numidien ; D : Crétacé et terrains indéterminés ; E : Trias.

Les lignes noires indiquent les failles, la ligne de croix marque le tracé de l'anticlinal de l'Amrouna et sa terminaison méridionale.

C. — *Évolution orogénique* : 1) Des déformations secondaires ont donné aux grandes unités considérées comme de direction généralement EW (zone IV de L. Glangeaud), des ondulations secondaires. Les fonds sous-marins présentent ainsi une topographie compliquée, difficile à préciser.

2) Cette orogénie embryonnaire se continue au début de l'Éocène pour aboutir, à l'Éocène supérieur, à une première et faible ébauche des plis telliens. Cette phase est mise en évidence par la présence de Numidien transgressif sur le Crétacé supérieur, la série éocène ayant disparu.

3) Le Numidien a lui-même été plissé avant le Miocène, probablement à l'Oligocène. Cette importante phase anté-miocène a accentué les plis précédents et s'est principalement traduite par la mise en place des principales failles de la région. En effet, le long de presque toutes les failles, le Miocène, transgressif et discordant sur l'Aptien, bute contre du Crétacé supérieur. Pour expliquer ce fait, on doit admettre que les failles étaient individualisées avant le Miocène.

La présence dans les conglomérats miocènes, de Trias remanié, prouve également que *le Trias diapir était monté avant le Miocène.*

4) La tectonique post-miocène ne fit qu'accentuer les accidents précédents.

On assiste donc aux évolutions indépendantes des plis et des failles ; les plis étant dessinés dès l'Éocène supérieur, et les failles, commençant à se manifester à partir de l'Oligocène.

D. — *Origines et évolutions des structures obliques.* La région de Teniet-el-Haad, pose des problèmes généraux auxquels nous allons essayer d'apporter une solution.

Les orientations des plis sont ici grossièrement parallèles à celles des failles importantes (fossé de Teniet-el-Haad). Aussi, est-il logique d'admettre que les déformations du socle, avant de se traduire par le jeu des failles précitées, ont commencé par intervenir dans l'orientation des plis obliques de direction NE-SW. Or, ces plis obliques ont, en dehors de la direction anormale, un style typiquement tellien. On peut donc penser que le socle est intervenu d'une façon générale dans la localisation et l'orientation des faisceaux de plis du Tell.

Cela ressort de l'étude du prolongement de l'accident de Teniet-el-Haad vers le NE ; en effet, le fossé de Teniet-el-Haad se poursuit vers le N par le seuil crétacé supérieur et miocène séparant le massif de Blida de celui de Miliana. L'atlas de Blida a lui-même une orientation NE-SW. L'ennoyage des atlas de Blida et de Miliana correspond à l'ondulation orthogonale décrite dans la thèse de L. Glangeaud en 1932, et qui prolonge ainsi, au N, le fossé de Teniet-el-Haad.

Cette constatation permet d'indiquer que l'accident profond du socle, correspondant à la fosse de Teniet, a une importance aussi

grande que les accidents qui font buter les plis E-W du Tell, contre les unités NE-SW du Constantinois.

Ces anomalies structurales ne se trouvent d'ailleurs pas localisées au Tell seulement. Elles affectent, comme nous l'avons vu plus au S, la bordure des Hauts-Plateaux au N de Vialar. A l'W de l'accident oblique de Teniet, le massif de l'Ouarsenis ainsi que sa bordure S, présente des caractères très particuliers, qui en font une unité géologique autonome. Ces séparations à l'intérieur des faisceaux du Tell sont certainement dues aux accidents obliques que nous avons décrits.

Ces anomalies SE-NW recoupent obliquement les grandes unités paléogéographiques E-W dont M. Glangeaud [1932] a montré les liaisons avec les déformations du socle, tel que le géanticlinal du Chéliff (zone III), les amygdales du Doui et du Zaccar et le sillon sud-tellien. Cette structure oblique recoupe aussi l'unité géologique E-W sud-tellienne, qui forme la bordure des Hauts-Plateaux au S du Tell. Cette unité sur laquelle M. Glangeaud donne, dans une note conjointe, des indications supplémentaires, est, d'après cet auteur, due à une flexure E-W du socle analogue à celle ayant délimité les unités paléogéographiques d'âge secondaire.

On voit donc nettement se dessiner ainsi deux tendances dans l'évolution du socle nord-africain, dans la région que nous étudions, l'une où les déformations sont sensiblement parallèles à la côte et l'autre, où apparaissent des structures obliques analogues à celles que nous décrivons[1].

Ces directions ne sont pas dues seulement à des phases ayant orienté les plis de la couverture dans des directions différentes ; elles sont certainement liées à des dislocations ayant affecté le socle.

BIBLIOGRAPHIE

DALLONI, M. (1936). — Matériaux pour l'étude géologique du Massif de l'Ouarsenis. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., n° 13.

FICHEUR, E. (1900). — Note sur le Crétacé inférieur du Massif des Matmatas. *C. R. somm. G. F.*, p. 97.

GLANGEAUD, L. (1932). — Étude géologique de la région littorale de la Province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., n° 8.

MATTAUER, M. (1951 *a*) — Tectonique des environs de Teniet-el-Haad (Algérie). *CR. Ac. Sc.*, t. 233, p. 1381-1383.

— (1951 *b*). — Structures obliques dans l'Atlas Tellien au Sud de Miliana. *Ibid.*, t. 233, p. 1643-1645.

1. Signalons que d'analogues structures obliques, quoique moins nettes, se trouvent dans d'autres régions telliennes ; notamment dans la région de Letourneux Boghari où M. Guillemot a mis en évidence, depuis longtemps, des accidents NE-SW.

L'orogénèse de l'Atlas tunisien

par **Gilbert Castany**[1].

Sommaire. — La paléogéographie de l'Atlas tunisien est marquée, au cours du Secondaire et du Nummulitique, par la permanence des grandes unités et plus particulièrement de la plate-forme de la Tunisie centrale et de seuils paléogéographiques. Annoncée au cours d'une phase pré-orogénique de lente évolution par des déformations crétacées et lutétiennes, l'orogénèse s'intensifie avec surrection de plis lors des mouvements anté-burdigaliens et post-oligocènes. Elle atteint son paroxysme au Plio-Quaternaire. Ce diastrophisme est suivi d'une phase post-orogénique de réajustement avec distension qui est à l'origine de déformations et de fosses subsidentes récentes.

I. — Généralités.

1° *Limites.* — L'Atlas tunisien, prolongement dans la Régence de l'Atlas saharien d'Algérie, est limité au N de la Medjerda par la zone du Flysch nummulitique de Kroumirie et des Nefza. Au S les plis déferlent jusque, dans la région septentrionale des Grands Chotts, sur la plate-forme saharienne.

La zone des massifs primaires de Grande Kabylie et de l'Edough, véritable *bourrelet liminaire* (zone I de L. Glangeaud [1933]) se poursuit au NE, par les îles de la Galîte. Le prolongement oriental de *l'Atlas tellien* (zone II de L. Glangeaud est marqué par le flysch.

2° *Historique.*

Les premiers auteurs reconnurent en Tunisie une orogénèse complexe. L. Pervinquière [1903, p. 345-348] remarque déjà « la Tunisie n'a pas acquis brusquement et d'un seul coup son aspect actuel ; celui-ci résulte au contraire d'une série de transformations ; en particulier les plissements qui affectent son sol se sont faits en plusieurs temps ». On peut reconnaître ainsi selon cet auteur plusieurs séries de déformations qui commencent avec la lacune du Jurassique moyen. Mais c'est la fin du Crétacé qui marque les premiers mouve-

1. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.

ments importants avec apparition d'un large bombement à la Kessera et au Sekarna. Des déformations apparaissent à la fin de l'Éocène inférieur au S de Maktar. L. Pervinquière reconnaît la phase principale post-miocène et note des mouvements tardifs avec les soulèvements des plages quaternaires de Monastir.

M. Solignac [1927, p. 614-618] est conduit par son étude géologique de la Tunisie septentrionale à des conclusions analogues. Dans la région de Tunis, il note un important mouvement au Sénonien avec transgression du Maestrichtien suivie d'une émersion totale au Paléocène inférieur. Les mouvements pyrénéens post-lutétiens ont une répercussion plus ou moins directe et conduisent à l'émersion générale marquée par la fin des temps oligocènes. Immédiatement après le dépôt du Burdigalien, la masse de la zone du Flysch se plisse et se déplace. Son mouvement continue au Vindobonien avec venues éruptives (Dacites). Au Sahélien se forment les dômes du cap Bon. Le début du Pliocène marque une nouvelle phase, la plus importante, qui provoque des mouvements tangentiels de la zone du Flysch avec venue de labradorite et la formation de la Dorsale tunisienne. Localement on enregistre des pulsations post-pliocènes. Plus tard M. Solignac [1931, p. 58-72] développe les mêmes idées en soulignant le calme de la période mésozoïque. Il place la phase maximale immédiatement après le Pontien.

Une découverte importante est due, en 1934, aux observations de R. Vaufrey à Gafsa qui met en évidence la déformation des couches acheuléo-moustériennes, précisant ainsi les données de H. Roux [1].

Aucun progrès n'est à noter jusqu'à ces dernières années où les études stratigraphiques et tectoniques précises apportent une moisson de données nouvelles. J. Flandrin [1948] note la lacune du Priabonien en Tunisie centrale et précise l'orogénèse du Nummulitique. R. Laffitte et E. Dumon [1948]puis M. Arnould [1949] montrent avec certitude la présence de mouvements post-pliocènes se poursuivant au cours du Quaternaire ancien. Nous signalons à la même époque les phénomènes de subsidence avec fossés d'effondrement plio-quaternaires [Castany, 1948, 1949]. P. Burollet et M. Arnould démontrent respectivement pour la stratigraphie [1951] et la paléontologie l'âge pliocène certain du Sahélien prouvant ainsi que le Pliocène est affecté par le diastrophisme alpin. Dernièrement J. Bolze [1949] a découvert la présence dans les monts de Téboursouk d'une phase orogénique anté-lutétienne importante. Dubourdieu et Durozoy [1950] signalent aux confins algéro-tunisiens la présence de fossés d'effondrement récents, prolongement de ceux décrits dans la Régence.

Les phénomènes généraux de la sédimentation et de la tectonique étant étroitement liés, nous exposerons successivement les grands traits de la paléogéographie, les phases de l'orogénèse pour ensuite grouper les faits en une synthèse générale.

1. *B.S.G.F.*, (4), XI, 1911, p. 249-284.

II. — Paléogéographie et cycles sédimentaires.

Nous esquisserons brièvement les grands traits de la paléogéographie pour, ensuite, dégager les cycles sédimentaires.

Les terrains anté-triasiques n'apparaissent nulle part dans l'Atlas tunisien, le Primaire de l'Hairech ayant été attribué au Trias depuis les découvertes de E. Berkaloff en 1939. Seul le gisement de Permien marin du Djebel Tébaga (région de Médenine) dans le Sud tunisien, appartenant à la plate-forme saharienne, présente un substratum anté-hercynien.

1. *Les grandes unités paléogéographiques.* — Nous pouvons distinguer dans l'évolution paléogéographique de l'Atlas tunisien, trois périodes qui s'individualisent nettement :

A) Période du Trias au Nummulitique
B) Période du Miocène au Quaternaire ancien
C) Quaternaire récent.

A. Période du Trias au Nummulitique. — a) *Trias-Jurassique-Néocomien.*

Aux *grès bigarrés* qui annoncent le début du cycle, succède la mer du Trias moyen qui a recouvert toute la Tunisie. Le *Keuper* marque une régression générale avec apparition d'un régime lagunaire qui se poursuit au Lias inférieur. Au Lias moyen s'accumulent dans le N et le centre d'importantes formations calcaires sur plus de 1.000 mètres. La sédimentation devient plus profonde au Lias supérieur. Le Jurassique moyen réduit à quelques lambeaux de Bajocien au N semble complet dans la chaîne du Nara. Si, avec cette dernière, la série calcaire présente une continuité de sédimentation durant tout l'étage, dans les massifs du N, le Jurassique supérieur débute directement en concordance par les *couches transgressives du Callovo-Oxfordien.* Le faciès marin se continue au Tithonique. Seuls quelques îlots de calcaires récifaux portlandiens traduisent des hauts-fonds sur l'emplacement des Djebels Ressas et Zaghouan.

A l'exception des régions récifales la sédimentation profonde se poursuit, sans discontinuité, du Jurassique au Crétacé. Avec le *Barrémien*, apparaissent les premières variations nettes dans la sédimentation. Au N se déposent des formations bathyales alors qu'au centre ce sont des dépôts littoraux à Spatangues et Ostracées. Plus au S, les grès, calcaires et gypses de la Tunisie méridionale annoncent par leur aspect lagunaire les influences continentales de la plate-forme saharienne. A l'W le Mrhila décèle, soit un haut-fond, soit l'approche de rivages occidentaux.

Nous noterons au cours de cette première phase des influences mésogéennes très nettes dans le Sud tunisien et la

Tunisie orientale. Le Permien marin est un témoin de l'extension de la Téthys dans cette région. Une découverte récente nous a montré[1] qu'elle se perpétuait au Muschelkalk. On en retrouve des traces, plus au N, dans la chaîne du Nara avec le Titho-nique-Berriasien et le Néocomien. A partir de cet étage toute influence alpine disparaît et la Tunisie tout entière se rattache à la province paléogéographique de l'Afrique du Nord dont les caractères ont été définis par P. Fallot.

b) *Aptien*. A l'Aptien la paléogéographie se précise accusant les traits généraux esquissés au Néocomien (fig. 1). La superficie des affleurements joints à leurs caractères paléontologiques ou pétrographiques très nets, permet de dresser une carte paléo-géographique détaillée (fig. 1). Nous pouvons distinguer du N au S : le Sillon tunisien, la zone néritique, la plate-forme de la Tunisie centrale et la plate-forme saharienne.

Le Sillon tunisien au N, prolonge avec élargissement vers l'Orient la fosse de l'oued Cherf du Constantinois. Il est caractérisé par une sédimentation profonde avec marnes et schistes à faune pyriteuse. Par sa position et la nature de ses dépôts, c'est une véritable *avant-fosse*. La zone de raccordement à la plate-forme continentale (talus ou flexure continentale) est le siège d'une subsidence importante.

La zone néritique (plate-forme continentale) très étendue vers l'W, se réduit à l'E par suite de l'apparition de la zone périodiquement émergée de la Tunisie centrale, reliée au bouclier saharien. Vers Kairouan, elle ne présente plus qu'une mince bande et se relève lentement au S et à l'E où l'on passe sans limite côtière très nette, par des dépôts mixtes, de la mer au continent. Ce dernier, surtout à l'E, sera envahi à plusieurs reprises par de brèves transgressions avec apparitions de dolomies. Partout se déposent des sédiments néritiques et à l'Aptien supérieur apparaissent des récifs qui sont à l'origine des masses calcaires dolomitiques constituant l'ossature de tous les plis de cette région.

La plate-forme de la Tunisie centrale s'individualise nettement au SE de la Régence. Elle est affectée d'un lent mouvement de subsidence et les éléments détritiques s'y accumulent. La sédimentation y est à dominance continentale avec seulement quelques minces intercalations dolomitiques.

La mer est limitée au S par *la plate-forme saharienne* où l'on ne connaît que des sédiments continentaux qui se rattachent au faciès wealdien du Crétacé inférieur.

c) *Permanence et évolution des grandes unités paléogéographiques au cours du Secondaire* (fig. 1). Le Sillon tunisien défini à l'Aptien se précise à l'Albien pour s'étendre au S et au N au

1. G. Castany et A. F. de Lapparent. *CR. Ac. Sc.*, t. 232, 1951, p. 1500-1502.

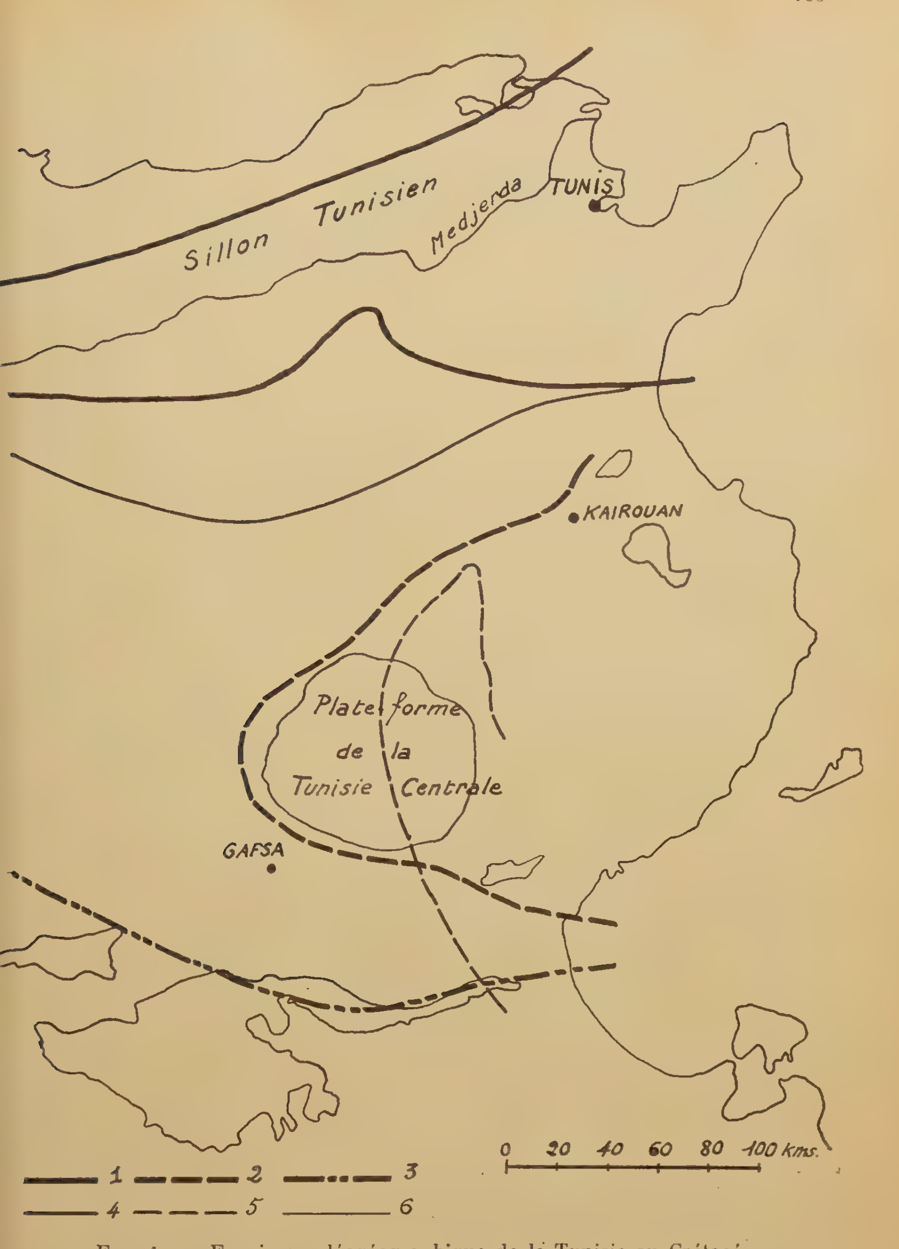


FIG. 1. — Esquisse paléogéographique de la Tunisie au Crétacé.

1 : Limite S du Sillon tunisien à l'Aptien ; 2 : Limite de la plate-forme de la Tunisie centrale ; 3 : Limite septentrionale de la plate-forme saharienne ; 4 : Limite S du Sillon tunisien au Cénomanien ; 5 : Limite de la plate-forme de Tunisie centrale au Cénomanien ; 6 : Limite de la plate-forme de Tunisie centrale au Campanien (Sénonien sup.).

Cénomanien. Il s'estompe au Crétacé supérieur, dont le Campanien correspond aux dépôts d'une mer épicontinentale très vaste qui recouvre toute la Tunisie à l'exception de la plate-forme de la Tunisie centrale émergée. *La fin des temps crétacés marque la disparition définitive du Sillon tunisien.*

Dans la zone néritique, l'Albien traduit un approfondissement général suivi au Cénomanien de faciès marneux ou calcaires plus ou moins riches en Ostracées qui se poursuivent au Sénonien inférieur. Le Sénonien supérieur marque une sédimentation uniforme.

Sur *la plate-forme de Tunisie centrale* que nous avons vu apparaître au cours de l'Aptien au centre de la Tunisie, la série se poursuit à l'Albien avec des grès et argiles sableuses et gypseuses auxquelles succèdent les calcaires dolomitiques, dolomies et grès du Cénomanien. A cette époque l'approfondissement général se fait sentir par quelques brèves incursions marines dont la faune permet de déterminer l'étage. La puissance des sédiments implique un phénomène de subsidence. Nous soulignerons que cette région a joué comme fossé subsident tout en restant presque constamment dans les limites de la zone continentale jusqu'au Cénomanien. Aucun dépôt n'est connu dans cette région du Sénonien supérieur au Mio-Pliocène.

Au S, les mers venaient mourir sur la bordure septentrionale de la *plate-forme saharienne* recouverte de dépôts continentaux de faciès wealdien au Néocomien et se poursuivant jusqu'à l'Albien et même au Cénomanien inférieur. La transgression cénomanienne qui atteint son maximum dans la partie moyenne de l'étage s'est étendue très loin au S avec des sédiments lagunaires à gypses connus dans les monts des Matmatas. Cette sédimentation s'est poursuivie dans le même domaine jusqu'au Crétacé supérieur par des bancs calcaires et dolomitiques.

Nous noterons qu'au cours de cette longue période, les ondulations à grand rayon de courbure à l'origine des zones isopiques sont *orientées W-E* pour le Sillon tunisien. Le passage d'une zone à l'autre avait fréquemment lieu par des flexures comme celles qui ont été reconnues à la limite méridionale du Sillon tunisien et à la périphérie, en particulier à l'E, de la plate-forme de la Tunisie centrale. Elles sont liées aux mouvements de subsidences qui affectèrent ces unités.

d) *Nummulitique inférieur* (fig. 2). Le passage du Crétacé au Nummulitique s'effectue, sauf exceptions [Bolze, 1951] par la sédimentation marine continue des marnes dano-montiennes. La plate-forme de la Tunisie centrale est épargnée.

Le Calcaire éocène débute par des couches détritiques, glauconieuses au N et phosphatées au S, traduisant des conditions biochimiques assez spéciales. Ce niveau marque l'exhaussement général du bâti continental. *La plate-forme de la Tunisie centrale émerge définitivement et constitue une aire continentale permanente avec des lagunes à gypse à la périphérie.* La zone néritique qui se raccorde par des pentes à peine accentuées aux régions émergées méridionale et centrale est le lieu d'une sédimentation néritique très variée. Au N et au SE, la mer à Globigérines est profonde; il s'y dépose des calcaires à Polypiers et Brachiopodes. Dans les zones où les conditions biologiques sont favorables les Nummulites pullulent. Ce faciès était localisé en bordure de la zone émergée et dessinait une avancée vers le NE en direction de Mateur. Au S de la zone émergée à l'E et des faciès à Nummulites à l'W, apparaissent des calcaires coquilliers. Puis on atteint la plate-forme saharienne émergée (fig. 2).

Au Lutétien supérieur la zone émergée de la Tunisie centrale se réduit légèrement par des transgressions locales de peu d'ampleur. Les dépôts marins marneux puissants au N (un millier de mètres) deviennent plus calcaires et plus riches en lumachelles au S, traduisant une diminution de profondeur. Plus au S les gypses massifs dominent.

e) *Nummulitique supérieur.* Le Priabonien est marqué au S de la Medjerda par une lacune générale amorcée par les faciès lagunaires du Lutétien supérieur qui annonçaient la fin du cycle éocène. Consécutive aux mouvements pyrénéens elle n'est pas accompagnée de diastrophisme apparent.

L'Oligocène marque une transgression marine (fig. 2) avec faible profondeur des mers et localisation de deux faciès. Au NE le flysch numidien accuse une abondance exceptionnelle de matériaux détritiques. Il débute avec le Priabonien. Au SE avec le faciès du Chérichira ce sont des dépôts sableux de plage où abondent petites Nummulites, Lamellibranches et Échinides. Le domaine marin prenant en écharpe la Tunisie est considérablement réduit par comparaison avec les périodes précédentes. Les directions W-E ont totalement disparu.

Les mouvements pyrénéens, s'ils ne se sont pas traduits par des discordances, ont permis à l'érosion de niveler les ondulations antérieures et préparé ainsi un matériel neuf. L'étude paléogéographique de la zone des massifs jurassiques montre que cette province esquissée au Lutétien inférieur s'individualise. A la fin du Nummulitique, on assiste à une émersion générale avec dépôts continentaux ou lagunaires.

Cette *période est caractérisée par la disparition du sillon profond* et la présence d'une plate-forme continentale très vaste

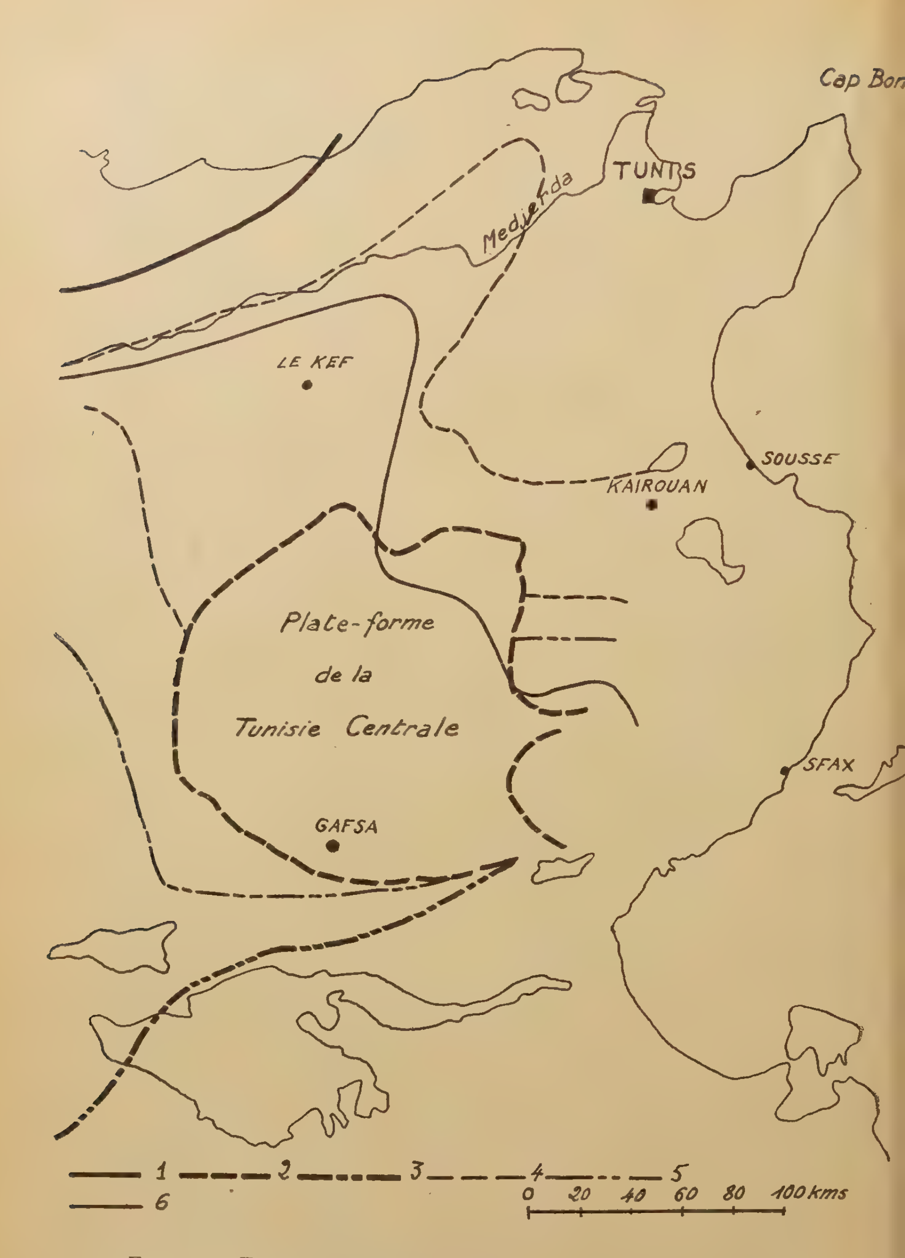


Fig. 2. — Esquisse paléogéographique de la Tunisie au Nummulitique.

1 : Limite N de la mer au Lutétien inférieur ; 2 : Limite de la plate-forme émergée de la Tunisie centrale ; 3 : Limite S de la mer au Lutétien inf. ; 4 : Limites de la mer à grandes Nummulites ; 5 : Limite N des faciès à gypse ; 6 : Limites N et S de la mer à l'Oligocène inf.

passant en pente douce aux continents. Les mouvements épirogéniques sont de faible ampleur d'où la rareté des discordances angulaires malgré la présence de lacunes parfois importantes. Celles-ci sont d'ailleurs localisées en bordure de la zone continentale de la Tunisie centrale.

Le cycle oligocène s'achève avec la régression et l'émersion générale de l'Oligocène supérieur. La fin des temps nummulitiques voit apparaître les premiers mouvements orogéniques importants. La couverture sédimentaire se plisse selon des axes de direction différente de celle des plis de fonds antérieurs et orientés SW-NE. Les actions orogéniques créent des reliefs que l'érosion attaque avec vigueur. Les dépôts détritiques s'accumulent en bordure dans des sillons continentaux avec des grès grossiers puissants, plus ou moins épais suivant les régions et caractérisant la fin du cycle nummulitique.

B. Période du Miocène au Quaternaire ancien (fig. 3). — a) *Burdigalien.* Les temps miocènes débutent avec la transgression burdigalienne qui recouvre un domaine légèrement plus étendu qu'à l'Oligocène inférieur, épargnant la zone des massifs jurassiques, sorte de haut-fond. Largement ouverte à l'E, la mer se réduit à l'W dans la région de Souk-Ahras (fig. 3). La structure de la Berbérie a été complètement modifiée. La répartition des dépôts est désormais sous la dépendance des plis de couverture. La sédimentation est donc très variée. *Les mouvements orogéniques plus intenses au NW des massifs jurassiques* sont suivis avec le Burdigalien d'une discordance angulaire générale alors qu'au *SE la concordance est la règle.* Le NW de la Régence est définitivement émergé.

b) *Vindobonien.* La mer vindobonienne marque une légère extension du domaine marin (fig. 3). Nous pouvons distinguer deux zones séparées par les massifs jurassiques.

Au NE, la plate-forme continentale est accidentée de plis la fragmentant en cuvettes isolées qui évoluent individuellement au cours du Miocène. Les dépôts y sont lagunaires et détritiques avec souvent, comme dans la région de Bizerte, une subsidence localisée. Par contre, au SE, on assiste à une subsidence générale de toute la Tunisie orientale. Dans cette zone la présence des ondulations anté-burdigaliennes entraîne des variations de puissance. La sédimentation y est néritique avec des épisodes sableux continentaux et lagunaires. A la limite des deux zones, les cuvettes synclinales jouent le rôle de fossés subsidents locaux.

La Tunisie orientale subit un mouvement lent d'affaissement le long d'une ligne sub-méridienne marquée dans la tectonique

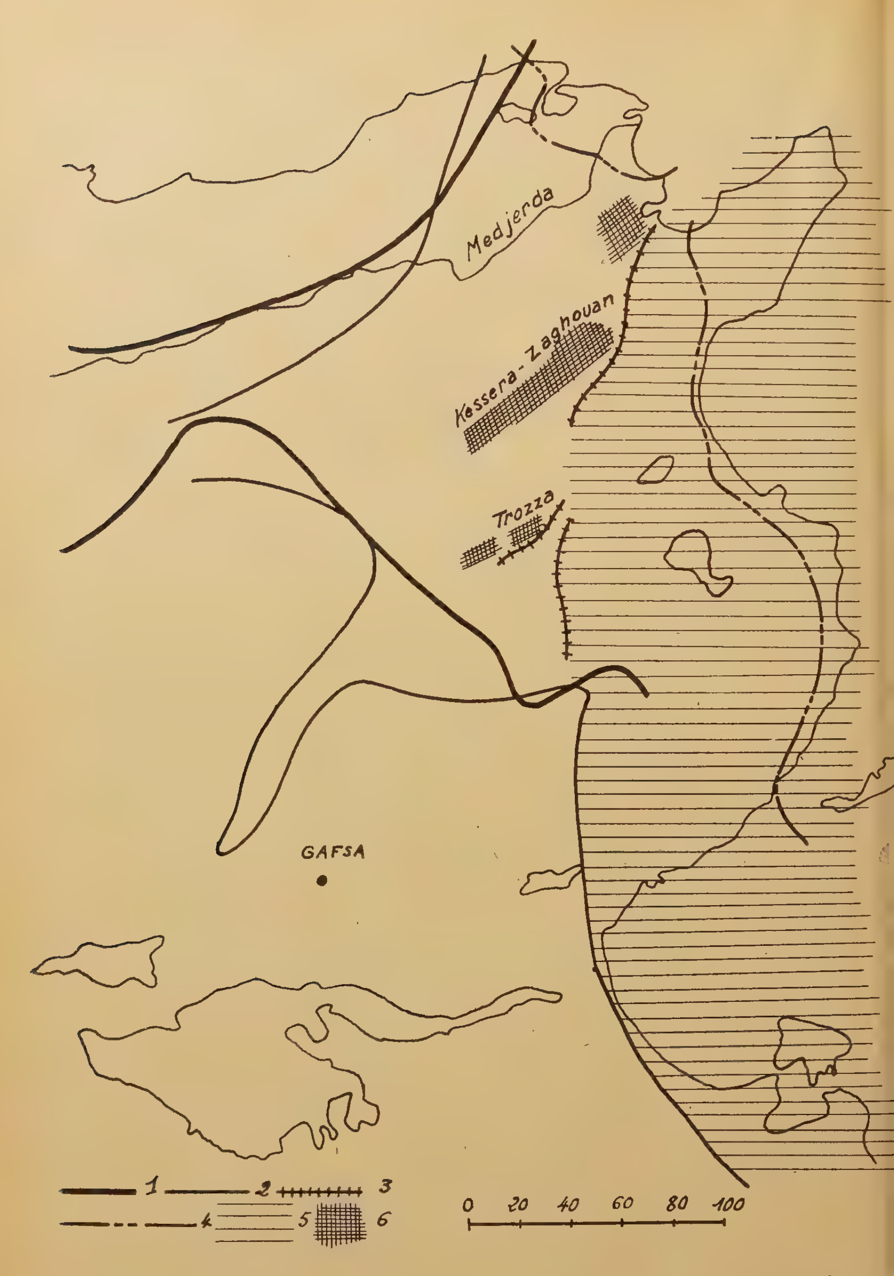


Fig. 3. — Esquisse paléogéographique de la Tunisie au Miocène et Pliocène.

1 : Limites de la mer burdigalienne ; 2 : Limites de la mer du Vindobonien ; 3 : Zone de flexure ; 4 : Limite de la mer pliocène ; 5 : Zone subsidente de la Tunisie orientale ; 6 : Massifs émergés.

actuelle par les grandes failles des massifs jurassiques et de la chaîne Nara-Touila. Cette orogénèse nouvelle est due aux mouvements anté-burdigaliens.

c) *Mio-Pliocène.* Le sommet du Vindobonien marque une régression avec émersion générale, fin du cycle miocène qui, avec le Mio-Pliocène, annonce la formation des chaînes actuelles.

Les reliefs s'accentuent. Attaqués par l'érosion au fur et à mesure de leur formation, ils donnent naissance à des matériaux détritiques qui s'accumulent, les plus grossiers sur les pentes en alluvions de piedmont, les plus fins vers l'E dans de vastes cuvettes d'épandage recouvrant la Tunisie orientale et y noyant les plis antérieurs.

A l'E, l'incursion marine pliocène localisée au voisinage des côtes actuelles traduit une phase anté-pliocène (fig. 3). Le Villafranchien marque une régression générale.

A l'W, hors du domaine marin, les déformations se poursuivent sans interruptions durant le Pliocène et le Quaternaire ancien.

Nous constatons qu'au cours du cycle orogénique alpin, Atlas et Tunisie orientale sont tous deux intéressés par les mêmes déformations. Seulement, la Tunisie orientale était le théâtre de mouvements d'affaissement, alors que des actions épirogéniques positives affectaient l'Atlas. C'est ainsi que, tandis qu'à l'W des reliefs prenaient naissance sous l'action de l'érosion, le comblement intense donnait à l'E une topographie monotone.

C. Quaternaire récent. — Le Quaternaire récent marque le début d'une paléogéographie nouvelle. L'émersion est générale avec quelques transgressions marines réduites au domaine côtier. En bordure des plis de l'Atlas et à l'E, des « zones d'appel sédimentaires » ou fossés continentaux subsidents se constituent avec accumulation de dépôts détritiques ou lagunaires [Castany, 1948 et 1949].

2. *Les grands traits de la paléogéographie.* — A. Permanence des grandes unités paléogéographiques. — Un fait remarquable est la permanence des grandes unités paléogéographiques et surtout de la plate-forme de la Tunisie centrale au cours du Secondaire et du Nummulitique. Cette observation, de portée plus générale, a déjà été formulée pour le Maroc et l'Algérie par P. Fallot [1932] et L. Glangeaud [1932 et 1933]. Exception faite de la plate-forme de Tunisie centrale, les unités ainsi reconnues ont généralement, dans la région littorale de l'Afrique, une direction W-E. Les déformations à grand rayon de courbure qui délimitent ces unités paléogéographiques montrent ainsi une certaine

permanence, aussi bien dans leur disposition que dans leur direction. Elles ne sont toutefois pas absolument continues ainsi que l'a signalé L. Glangeaud dans la synthèse qui accompagne sa thèse, mais formaient des chapelets d'amygdales. Cette structure probablement liée à l'architecture antérieure du socle profond a joué un grand rôle dans les déformations ultérieures qui ont affecté le talus africain. *Mais les tendances à l'allongement W-E des déformations crétacées sont complètement modifiées par la phase tectonique qui se place entre le Nummulitique supérieur et le Burdigalien.* De nouvelles unités apparaissent alors et constituent le début de la deuxième grande phase orogénique de la Tunisie qui, ainsi que nous le montrerons, s'achève au Quaternaire ancien.

Le trait le plus remarquable est la présence au SE de l'Atlas de la plate-forme de la Tunisie centrale. Apparaissant à l'Aptien par des dépôts continentaux avec de rares intercalations dolomitiques, elle se réduit à l'Albien et au Cénomanien. Au cours de ces périodes elle est marquée par une subsidence importante. Elle émerge au Sénonien supérieur puis s'agrandit au Lutétien inférieur. A partir de l'Oligocène elle est incorporée au continent émergé méridional, bordure du Sahara.

B. Apparition et évolution de seuils paléogéographiques. — Au cours des périodes géologiques, nous avons observé en plusieurs points, soit du Sillon tunisien, soit de la zone néritique, la formation de *seuils permanents.* Ils apparaissent soit sous forme de hauts-fonds ou de cordillères sous-marines, soit de rides émergées. Les plus typiques intéressent la zone des massifs jurassiques et le pli Labéied-Trozza-Chérichira.

a) *Évolution de la zone des massifs jurassiques.* Nous résumerons brièvement l'évolution paléogéographique de la zone des massifs jurassiques dont nous avons publié les traits essentiels [Castany 1951].

L'étude de la région des massifs jurassiques montre que, durant le Crétacé et le Nummulitique, ils furent le théâtre de mouvements lents à grand rayon de courbure mais nettement marqués. Un seuil prenait naissance. Esquissé au Crétacé avec des déformations plus nettes à l'Albien inférieur, il se précise à l'Oligocène et s'accentue au Miocène par les mouvements antéburdigaliens, pour aboutir à la fin du cycle aux chaînes actuelles. Conséquence d'un mouvement lent et de pulsations renouvelées du socle, ce phénomène a entraîné, lors du paroxysme, la formation d'une zone de dislocations qui s'est traduite dans la couver-

ture par la grande faille du Zaghouan. Cette évolution explique la localisation de la grande faille du Zaghouan qui correspond à une région instable du socle, marquée par une *flexure importante au début du Miocène et qui s'est accentuée en fracture lors du paroxysme orogénique.*

b) *Seuil du Labéied-Trozza-Chérichira.* Sur l'emplacement actuel du pli Labéied-Trozza-Chérichira, on note les mêmes phénomènes que dans les massifs jurassiques. Le Cénomanien, transgressif au Trozza, a marqué une première pulsation. Au Lutétien inférieur, au même point, un seuil prend naissance. Très net au Vindobonien inférieur avec formation de conglomérats et de gypse (Siouf er Raiane) ou de grès continentaux (Chérichira-Sud), il subsiste pendant tout cet étage pour constituer au Mio-Pliocène une véritable barrière derrière laquelle s'accumulent sur plus de 2.000 m les sédiments détritiques de la cuvette d'El Ala-Pichon. A la phase ultime du paroxysme plio-quaternaire, une grande fracture prend naissance sectionnant les plis antérieurs et évoluant par la suite en chevauchement. C'est ainsi que se constituent les plis faillés du Labéied, du Trozza et du Chérichira.

c) *Rôle de la plate-forme de la Tunisie centrale.* La présence au centre du dispositif atlasique d'un bombement temporairement, puis totalement émergé a joué un rôle important dans le développement structural de la chaîne par son action de bloc stable dès le Campanien et les flexures qui le bordaient. On conçoit que sa présence au sein des plis ait imprimé son sceau dans l'architecture de la chaîne. En bordure de cette zone émergée, au contact des régions lagunaires et néritiques, la flexure continentale a eu une action importante dans la structure et l'orogénèse des plis. Elle apparaît dans les discordances nummulitiques locales. C'est elle qui, concuremment avec le bombement central et la zone subsidente de la Tunisie orientale, a été la cause profonde de l'orientation aberrante NS des chaînes du Nara, Chérahil et du pli en écharpe Mrhila-Trozza-Chérichira.

3. *Les cycles sédimentaires.* — Nous pouvons traduire les variations de sédimentation par des graphiques. Nous nous sommes inspirés des idées générales exposées par P. Fourmarier [1950, p. 355] et A. Lombard [1949]; appliquant les théories d'ensemble au cas particulier de la Tunisie.

Nous portons en ordonnées la « série lithologique standard » et en abscisses les temps géologiques d'après l'échelle de A. Holmes. Nous obtenons ainsi des courbes pour les trois zones :

Sillon tunisien, zone néritique et plate-forme de la Tunisie centrale (fig. 4). Elles représentent l'évolution sédimentologique de ces régions.

Dans le cas complexe du *Sillon tunisien* au N (fig. 4 *a*) nous pouvons distinguer un vaste cycle sédimentaire qui va du Trias à l'Oligocène et un second cycle, plus court, correspondant au Miocène. A

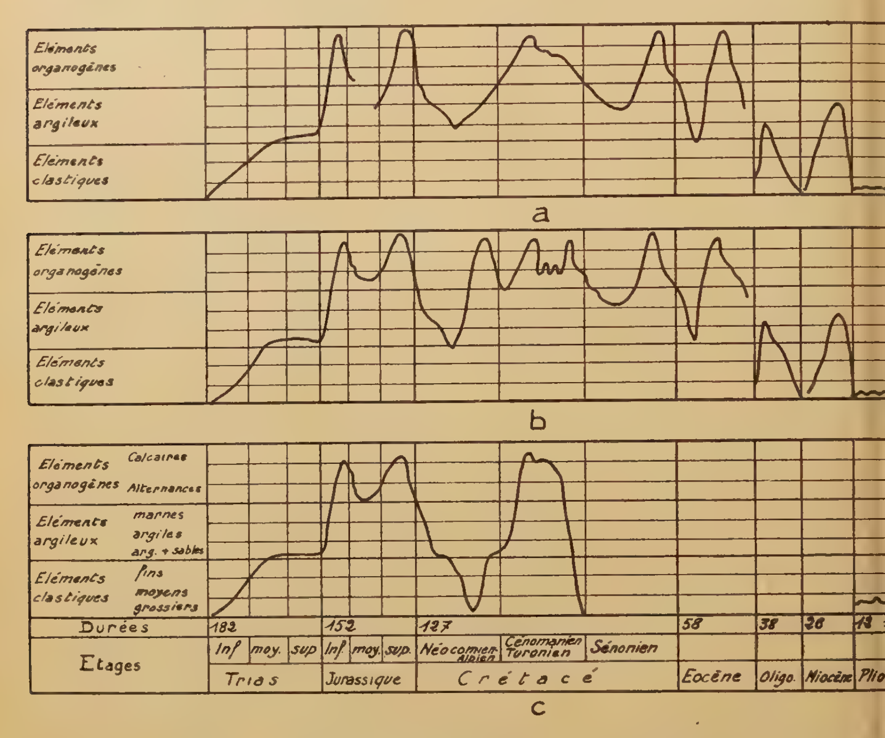


Fig. 4. — Graphiques stratigraphiques de l'Atlas tunisien.

a : Sillon tunisien ; b : Zone néritique ; c : Plate-forme de la Tunisie centrale. L'échelle des durées est indiquée en millions d'années.

l'intérieur du cycle principal Trias-Oligocène, on note des oscillations formant de petits cycles secondaires incomplets ayant pour ainsi dire « avorté ». La sédimentation du Sillon tunisien permet donc de reconnaître :

Cycle principal Trias-Oligocène supérieur avec les cycles secondaires : Trias-Albien ; Vraconien-Paléocène ; Calcaire éocène-Lutétien supérieur et Oligocène.

Cycle principal miocène.

Dans la *zone néritique* (fig. 4 *b*) nous identifions les deux cycles principaux. Les cycles secondaires sont mieux individualisés.

La *plate-forme de Tunisie centrale* montre une évolution plus courte, du Trias au Sénonien inférieur (fig. 4 *c*). La régression importante marquée par l'Aptien permet d'y localiser deux cycles, l'un Trias-Aptien et l'autre englobant le Cénomanien et Sénonien inférieur.

Si nous comparons les résultats ainsi obtenus à ceux de notre esquisse paléogéographique, nous notons une superposition des phénomènes cycliques de sédimentation.

III. — Les phases de l'orogénèse. — Cycles orogéniques.

1. ***Représentations graphiques.*** — Nous avons représenté les phases essentielles de l'orogénèse de l'Atlas tunisien sur deux graphiques.

Le premier (fig. 5) donne le détail des pulsations. L'échelle des temps est celle de Holmes. Les intensités sont évaluées en fonction de l'ampleur des discordances en volume et en surface. Nous avons également tenu compte des phénomènes d'érosion et de démantèlement consécutifs à la surrection des plis.

Sur une seconde figure (fig. 6) nous avons représenté la synthèse graphique du cycle orogénique avec, en ordonnées, les intensités et en abscisses les temps géologiques.

Nous nous sommes inspirés pour ces schémas des travaux de L. Glangeaud [1947] et de Umbgrove [1942].

La comparaison avec les profils sédimentologiques montre l'interdépendance des phénomènes tectoniques et sédimentaires.

2. ***Les grandes phases de l'orogénèse.*** — Les phases essentielles de l'orogénèse sont difficiles à dégager des multiples pulsations locales qui viennent en troubler l'harmonie. Nous insisterons sur les principaux mouvements qui apparaissent par des lacunes stratigraphiques accompagnées ou non de discordances (fig. 5).

L'examen des graphiques (fig. 4 et 6) nous permet de distinguer dans le cycle orogénique de l'Atlas tunisien trois périodes :

A) Phase pré-orogénique
B) Phase active de plissement et de surrection
C) Phase de relaxation post-orogénique.

A. Phase pré-orogénique. — Au cours de la première période allant du Trias au Nummulitique, le diastrophisme est peu intense. C'est une phase de préparation et de mise en place du matériel orogénique qui, plus tard, évoluera en chaîne alpine. Elle est marquée par la présence, au début, du Sillon tunisien et la différenciation des dépôts. Des déformations à grand rayon

de courbure, orientées W-E, donnent naissance aux grands plis de fond à l'origine des grandes zones de sédimentation.

Contrairement à d'anciennes conceptions, cette période considérée comme calme est marquée par des déformations. Les pulsations qui ont, en d'autres points, affecté la croûte terrestre se répercutent atténuées en Tunisie. L'Atlas tunisien enregistre successivement presque toutes les phases dont l'échelle a été établie par Stille. Mais nous savons que la valeur générale de ces dernières est controversée.

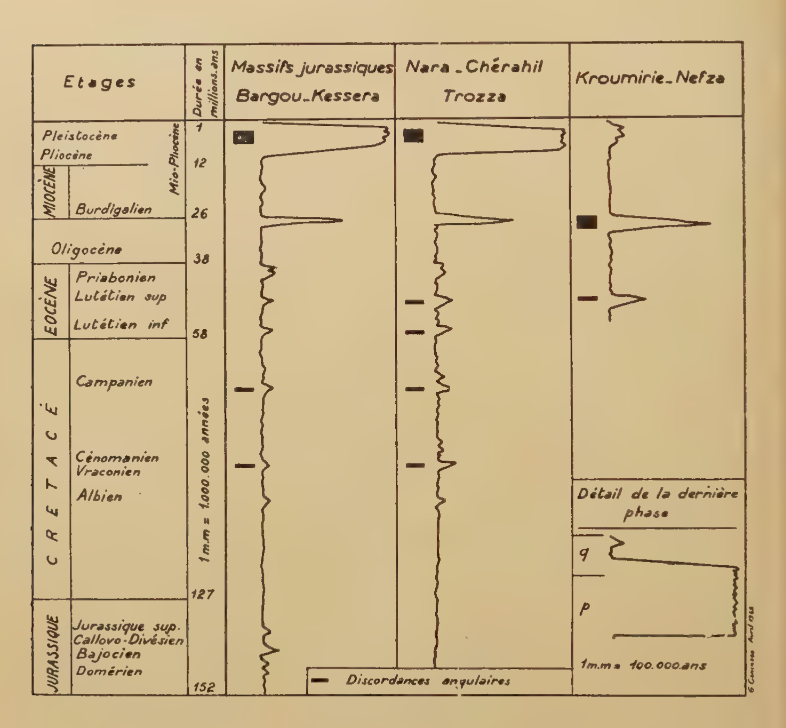


Fig. 5. — Phases tectoniques en Tunisie.

a) Mouvements crétacés. Au *Jurassique supérieur* la transgression callovo-oxfordienne arasant les terrains antérieurs, le Bajocien en particulier et la lacune du Bathonien traduisent des mouvements localisés dans les massifs jurassiques.

Le *Vraconien* localement transgressif avec parfois de faibles discordances comme au Djebel Zaghouan et à Pont du Fays montre des pulsations anté-vraconiennes. Celles-ci sont nettement marquées aux Djebel Nara, Trozza et Chérahil.

Phase anté-campanienne. Des oscillations anté-campaniennes sont

enregistrées au Djebel Nara par des failles et lacunes ainsi qu'au Djebel Chérahil, au col de Bou Gobrine et au Touila.

Phase post-campanienne. Les Djebels Trozza, Nara, Chérahil sont les témoins de mouvements post-campaniens. Ce sont eux qui concourent également à l'émersion de la plate-forme de Tunisie centrale. Au cours du Crétacé, les déformations anté et post-campaniennes sont les plus importantes.

b) Phase anté-lutétienne. Les mouvements anté-lutétiens entraînent la disparition des faciès profonds, l'émersion définitive de la plate-forme de Tunisie centrale et des transgressions localisées aux Djebels Trozza, Haouareb et dans le massif de la Kessera.

c) Phase post-lutétienne. La phase dite pyrénéenne est bien marquée au N de la Medjerda. Au S la lacune du Priabonien n'est pas accompagnée de mouvements importants, la concordance des strates étant générale.

d) Régression et émersion générale de l'Oligocène supérieur.

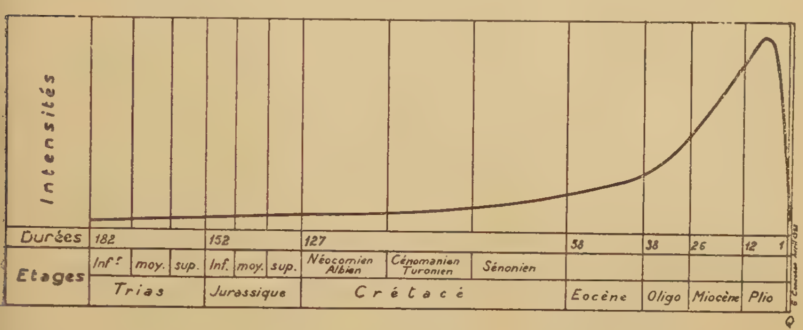


Fig. 6. — Le cycle orogénique de l'Atlas tunisien.

B. Phase de plissement et de surrection. — Du Nummulitique au Pléistocène ancien s'écoule une seconde période caractérisée par sa courte durée et un diastrophisme intense. C'est la phase de plissement qui abouti à la surrection des plis suivie de leur démantèlement par l'érosion.

a) Phase anté-burdigalienne et post-oligocène supérieur. La phase anté-burdigalienne modifie complètement l'orientation générale des zones tunisiennes. Les anciennes unités font place à un nouveau dispositif. Deux régions distinctes apparaissent séparées par les massifs jurassiques. Au NW les mouvements épirogéniques très intenses sont suivis avec le Burdigalien d'une discordance angulaire générale. C'est la phase majeure en Tunisie septentrionale. Au SE la concordance est la règle. Les deux zones étaient probablement séparées par des reliefs qui correspondaient aux pointements jurassiques actuels, à l'anticlinorium de la Kessera-Bargou et au pli Labéied-Trozza-Chérichira.

Ces mouvements ont pour conséquence un *affaissement lent et continu de toute la Tunisie orientale*, affaissement qui se répercute localement dans les cuvettes synclinales déjà constituées sur sa bordure occidentale. Des rides de direction SW-NE sont constituées. Les principaux axes apparaissent, véritables *plis précurseurs de la grande phase plio-quaternaire.*

b) Mouvements post-burdigaliens. Localement, des déformations apparaissent après le Burdigalien. Les plus nettes ont été notées au Djebel Labéied (Siouf er Raiane), au Chérichira-Sud et à la terminaison septentrionale du Djebel Zaghouan.

c) Phase anté-pontienne (attique). La phase anté-pontienne est très nette. Elle se manifeste par une discordance sur les axes anticlinaux alors que dans les synclinaux il semble y avoir concordance. Elle apparaît en de nombreux points : aux terminaisons périclinales (Djebels Zaghouan, Batene) ; dans les ensellements anticlinaux (Djebel Sidi Kralif, col de Bou Gobrine) ; dans les massifs jurassiques ; sur les flancs inverses des plis (Nara, Touila).

Ces observations montrent que les axes anticlinaux étaient constitués, pour la majeure partie d'entre eux, avant le Mio-Pliocène sur leurs emplacements et dans leurs directions actuelles. La phase d'érosion les a nivellés. Ces mouvements étant accompagnés d'une importante lacune, il est difficile d'en préciser l'âge. Ils se sont produits entre l'Oligocène et la fin du Vindobonien. Nous les rattachons pour la plus grande part au paroxysme anté-burdigalien.

d) Phase anté-pliocène (rhodanienne). Dans la zone de la transgression marine pliocène en bordure des côtes actuelles apparaît une phase anté-pliocène avec discordance importante. Une seule exception, le secteur E du cap Bon.

e) Phase plio-quaternaire. Les plis s'accusent au Mio-Pliocène qui marque une érosion intense des reliefs. *C'est la phase majeure des plissements de l'Atlas tunisien oriental.* Elle s'est poursuivie durant tout le Mio-Pliocène traduisant une continuité orogénique du Vindobonien supérieur au Pléistocène inférieur inclus. Nous devons donc parler de plissements plio-quaternaires. La phase ultime est en général post-villafranchienne et, plus précisément, anté-moustérienne et post-acheuléenne à Gafsa.

Nous pouvons distinguer plusieurs temps au sein de cette période :

— Formation des plis.

— Période de grandes fractures en fin de plissement. Ces dernières donnent des plis faillés. C'est une phase de décompression du socle.

— Des poussées tangentielles agissent, déformant les failles et provoquant des chevauchements (Djebels Trozza, Chérichira, Zaghouan etc.).

C. Phase post-orogénique. — Avec le Quaternaire récent le diastrophisme majeur est suivi d'une phase de relaxation analogue à celle que L. Glangeaud a qualifiée dans le Jura d'ajustement isostatique post-tectonique. Elle est la cause de déformations et

de subsidences qui correspondent à une phase de distension. Des fosses de subsidences se constituent.

IV. — Synthèse générale.

L'étude comparée de la paléogéographie et de l'orogénèse de l'Atlas tunisien nous conduit à des conclusions générales importantes. L'orogénèse de cette région a été influencée par l'évolution générale de la Méditerranée occidentale. Mais la phase majeure est ici décalée dans le temps vers la période récente.

Les grandes fractures actuelles SSW-NNE et N-S se superposent à des zones de montée du socle au cours de la période pré-orogénique. Nous avons alors dans ces secteurs les étapes suivantes :

— Apparition d'une zone instable du socle marquée par un bombement, une surélévation ;

— Effondrement et fracture en général à l'E de la zone surélevée. Cette observation nous conduit à l'hypothèse de la présence ici de blocs ascensionnels du socle qui, lors des mouvements tangentiels, se sont déversés entraînant la couverture. Ces phénomènes sont très nets dans les massifs jurassiques (grande faille du Zaghouan), le pli Mrhila-Trozza-Chérichira et le Nara-Bou Gobrine. On observe ici un style en amygdales [Caire, Glangeaud et Mattauer, 1950] qui, par compression, devient extrusif.

Nous constatons en outre que l'*Atlas tunisien est une chaîne continentale.*

Conclusions.

L'Atlas tunisien a subi une lente et longue évolution. Des déformations au cours du Secondaire ont donné les lignes directrices EW. Au Tertiaire les mouvements anté-burdigaliens ont joué le rôle d'une phase embryonnaire pour le paroxysme plio-quaternaire. C'est alors que s'installent les axes SW-NE. La phase majeure très récente se poursuit jusqu'à la fin des temps pléistocènes. Au cours du Quaternaire récent le réajustement isostatique est à l'origine des fossés d'effondrement quaternaires parallèles ou orthogonaux qui se superposent aux vieilles fractures du socle.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

Arnould, M. (1949). — Mouvements épirogéniques récents en Tunisie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 202-204.

Bolze, J. (1949). — Diapirs triasiques et phases orogéniques dans les monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). *CR. Ac. Sc.*, t. 231, p. 480-482.

Burollet, P. F. (1951). — Étude géologique des bassins mio-pliocènes du NE de la Tunisie. *Ann. Mines et Géologie*, Tunis, n° 7.

Caire, A., Glangeaud, L. et Mattauer, M. (1950). — L'évolution structurale de la région de Miliana (Algérie) et le style amygdalaire des chaînes liminaires. *B. S. G. F.* (5), XX, p. 479-501.

Castany, G. (1948). — Les fosses quaternaires d'effondrement de Tunisie. *Ann. Mines et Géologie*, Tunis, n° 3.

— (1951). — Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse. Paris.

Dubourdieux, G. et Durozoy, G. (1950). — Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *B. S. G. F.* (5), XX, p. 257-266.

Fallot, P. (1932). — Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. *Ibid.* (5), II, p. 535-552.

Flandrin, J. (1948). — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., n° 19.

Fourmarier, P. (1950). — Principes de Géologie. Paris, Masson.

Glangeaud, L. (1952). — Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 8.

— (1933). — Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Tunisie, Maroc). *Actes Soc. linn. Bordeaux*, XXXV.

— (1947). — Orogénèse et pétrogénèse profonde d'après les théories géophysiques modernes. *Rev. Sc.*, n° 3286-87, p. 1107-20.

Laffitte, R. (1939). — Étude géologique de l'Aurés. Thèse. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 15.

— (1939). — Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *B. S. G. F.* (5), IX, p. 135.

— (1948). Sédimentation et orogénèse. Livre Jub. Ch. Jacob. *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, p. 239-260.

Laffitte, R. et Dumon, E. (1948). — Plissements pliocènes et mouvements quaternaires en Tunisie. *CR. Ac. Sc.*, t. 227, p. 138-140.

Lombard, A. (1949). — Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 58, p. 214.

Pervinquière, L. (1903). — Étude géologique de la Tunisie centrale. Thèse, Paris.

Pruvost, P. (1930). — Sédimentation et subsidence. Livre Jub. Soc. géol. Fr., p. 546-564.

Solignac, M. (1927). — Étude géologique de la Tunisie septentrionale. Thèse.

Vaufrey, R. (1934). — Les plissements acheuléo-moustériens des alluvions de Gafsa. *Rev. Géol. phys., Géol. dyn.*, vol. V, fasc. 3, p. 299-322.

Structure et évolution de la zone sub-bibanique dans la région de Mansourah-les-Biban (Département de Constantine)[1]

par **André Caire**[2].

Sommaire. — La zone sub-bibanique, qui s'allonge entre la chaîne des Biban et la chaîne du Dj. Mansourah, est caractérisée, au N par des plis enracinés, au S par des recouvrements anormaux. Les unités de recouvrement ont été disloquées par des bombements affectant le Miocène autochtone.

Introduction et historique.

La région de Mansourah-les-Biban est située près de la limite occidentale du département de Constantine, à 150 km à l'ESE d'Alger. Elle est traversée par la route nationale d'Alger à Constantine, entre les Portes de Fer et le col de Teniet el Merdja. On peut y distinguer trois zones tectoniques, qui s'étendent parallèlement l'une à l'autre, et sont orientées approximativement E-W. Ce sont, du N au S : 1) la chaîne crétacée des Biban ; 2) la zone sub-bibanique ; 3) la chaîne cartenienne du Dj. Mansourah. Je limite la région de Mansourah au méridien de Harraza à l'W et au col de Teniet el Merdja à l'E.

La zone sub-bibanique peut être divisée, au point de vue structural, en deux parties : une région septentrionale, caractérisée par des plis enracinés où affleurent le Crétacé et le Suessonien[3], et une région méridionale où le Crétacé et le Suessonien reposent sur le Cartennien plissé. Le Medjanien recouvre le Crétacé et le Suessonien dans ces deux régions. C'est lui qui forme la plupart des reliefs de la zone sub-bibanique.

On peut distinguer trois périodes dans le progrès des connaissances géologiques sur cette région.

1. Cette étude a pu être menée à bien grâce à l'appui bienveillant que m'a accordé M. Bétier, Directeur de la Carte géologique de l'Algérie.

2. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.

3. Je retiens le terme de Suessonien pour la commodité de son emploi. Je range dans le Suessonien inférieur les couches d'âges thanétien, yprésien et lutétien inférieur ; dans le Suessonien supérieur, les marnes à *O. multicostata* du Lutétien supérieur.

Avant les travaux de J. Savornin, des études ont été effectuées par divers géologues, en particulier par Ficheur.

J. Savornin est l'auteur qui a le plus contribué à faire connaître la région de Mansourah. Ses cartes au 1/50.000[e] et ses nombreuses publications, reprises et complétées dans sa thèse [1920 a], ont fixé les traits principaux de toute la contrée qui s'étend du Hodna à la chaîne des Biban. Après les études de J. Savornin, les travaux de J. Flandrin [1948] ont fait connaître en détail le Crétacé de la chaîne des Biban et le Nummulitique de la zone sub-bibanique. Ils ont apporté, en outre, des précisions sur la structure de ces régions.

Dans la partie S de la zone sub-bibanique, les phénomènes de recouvrements anormaux ont donné lieu à deux interprétations. J. Savornin a parlé d'une superposition anormale de l'Atlas tellien sur l'Atlas saharien, en insistant sur l'allure chevauchante mais non charriée, de la bordure tellienne [1920 a]. « On trouve ici, dit-il, comme en maint endroit, le déversement localement exagéré d'un bord de bassin miocène sur le bassin. » Gentil et Joleaud [1918] ont voulu reconnaître ici une de leurs nappes africaines. La discussion de cette hypothèse des charriages a été résumée par Savornin [1920 a, p. 431]. Nous verrons plus loin ce qu'il faut en retenir.

Avant de suivre les diverses unités tectoniques parallèlement à l'axe de la zone sub-bibanique et de proposer de nouvelles hypothèses sur leur évolution structurale, il est bon de résumer nos connaissances en deux coupes traversant la zone sub-bibanique. La première intéresse la région déprimée qu'emprunte la route nationale entre les Portes de Fer et Mzita. C'est grâce à cette dépression topographique que l'on peut étudier les plis enracinés au S de la chaîne des Biban. La seconde est prise sur le méridien du Dj. Mzita, et donne les rapports entre la calotte mèdjanienne du massif et son substratum.

Les unités structurales entre les Portes de Fer et le Dj. Mansourah.

Fig. 1, coupe 1.

A. *Chaîne des Biban.* — Le terme de chaîne des Biban peut être pris dans deux acceptions. La chaîne géographique des Biban, ou chaîne des Biban *s. str.* est limitée aux reliefs cénomaniens voisins des Portes de Fer (quart SE de la feuille de Beni-Mansour). La chaîne géologique des Biban ou chaîne des Biban *s. l.* comprend tout le flanc S (albo-cénomanien) du long bourrelet crétacé qui s'allonge sur 100 km, de Berrouaghia au Dj. Anini.

J'appelle anticlinorium des Biban, la zone plissée et faillée où affleure le Crétacé inférieur et moyen, au N et parallèlement à la chaîne des Biban *s. l.*

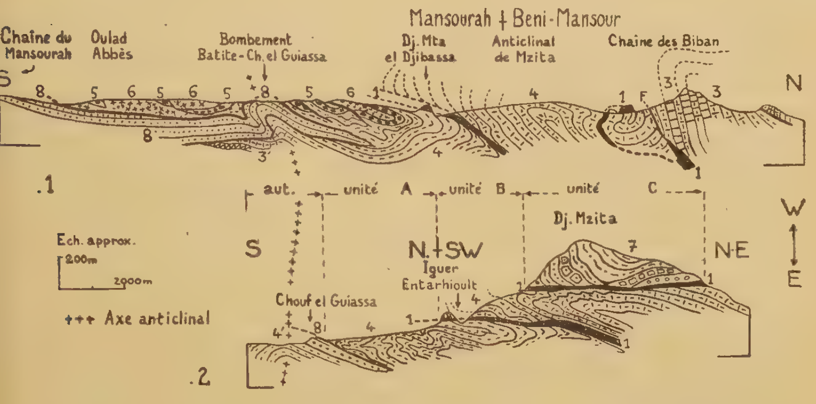


Fig. 1. — Coupes transversales schématiques de la zone sub-bibanique dans la région de Mansourah-les-Biban (feuilles Mansourah et Beni Mansour).

1 : complexe triasique ; 2 : Albien (?) ; 3 : Cénomano-Turonien à faciès septentrional (faciès Biban) ; 3' : Cénomanien-Turonien à faciès méridional (faciès Ouennougha) ; 4 : Sénonien à faciès Biban ; 4' : Sénonien à faciès méridional ; 5 : Suessonien inférieur ; 6 : Suessonien supérieur (Marnes à *Ostrea multicostata*) ; 7 :Medjanien ; 8 : Cartennien.

Au : Autochtone ; Unités A, B, C : Unités de recouvrement inférieure, moyenne et supérieure ; F : Faille.

Dans la région des Portes de Fer, la chaîne est formée par la retombée S de l'anticlinorium. La longue muraille orientée WSW-ENE à W-E, est traversée à Bab el Kebir par la route nationale. On y observe une série légèrement déversée vers le S : calcaires à nodules pyriteux et marnes cénomaniennes, calcaires à silex turoniens.

Quelques complications de structure interviennent localement. Au N de Bab el Kebir, une faille couchée supporte une écaille chevauchante. Une autre faille décroche, au S de Bab el Kebir, la barre des calcaires à silex turoniens de l'Aine Si-Ahmed, et, à l'E, le Cénomanien de Bab es Srhir. En outre, il existe de remarquables exemples de disharmonies dans les plissements de la série cénomanienne où alternent les marnes et les calcaires marneux. Toutefois, ces phénomènes locaux ne rompent pas l'unité de la chaîne.

B. *Plis enracinés au S de la chaîne des Biban.* — 1. *Le synclinal de l'o. Tazdart*, d'axe SW-NE, s'étend à l'W de l'oued Azerou. Son flanc SE amène à l'affleurement une série dolomi-

tique peu fossilifère, d'âge aptien ou albien [Savornin, 1920 a p. 185 et 230]. Cette barre dolomitique en haut relief, constitue la chaîne des Azerou, comprenant : au S, l'Azrou Srhir (feuille Mansourah) ; au N, l'Azrou el Kebir (feuille Mansourah), portant sur la feuille B. Mansour, le nom de chaîne des Azerou. Il convient de distinguer la chaîne des Azerou *s. lato* et la chaîne des Azerou *s. str.*, le dernier terme étant réservé au prolongement N de l'Azrou el Kebir.

Au point de vue structural, la chaîne des Azerou est tronçonnée par des cassures transversales. A son extrémité N, elle est encadrée de failles et prend un pendage vertical. Sur toute sa longueur, elle entre en contact par faille (faille des Azerou) avec l'anticlinal de Mzita.

2. *L'anticlinal de Mzita.* — Cet anticlinal sénono-suessonien s'étend à l'E de la chaîne des Azerou. L'axe du pli, sensiblement parallèle à la chaîne des Biban dans la région de l'o. Boukton, subit une torsion qui l'amène, sur la feuille Mansourah, dans une direction SW-NE.

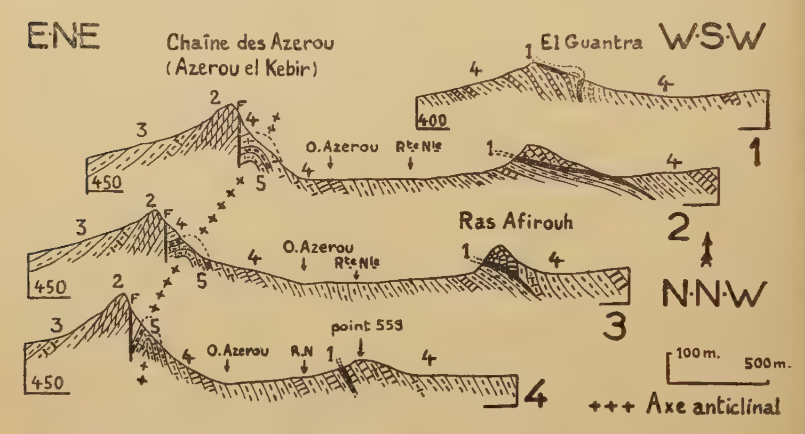


Fig. 2. — Coupes du flanc NW, renversé, de l'anticlinal de Mzita, et de la chaîne des Azerou. Même légende que pour la fig. 1.

L'anticlinal est couché sur son flanc SW et retourné sur son flanc NW. Les couches suessoniennes renversées sont affectées, au contact de la faille des Azerou, d'un repli anticlinal présentant des zones de surélévation et d'ennoyage (fig. 2). Une coupe de l'anticlinal de Mzita orientée NS, et passant entre l'axe du pli et la faille des Azerou, fait apparaître une structure en éventail (fig. 1, coupe 1).

Le Sénonien est constitué de marnes et de calcaires plus ou

moins marneux et peu fossilifères (à l'exception des calcaires à Inocérames). Tous les niveaux sont lenticulaires, avec passages latéraux graduels, les bancs calcaires s'amincissant progressivement dans les marnes encaissantes. La même structure lenticulaire caractérise d'ailleurs tout le Crétacé de la région étudiée : dans la chaîne des Biban, les calcaires cénomaniens montrent des lentilles plus ou moins épaisses et plus ou moins allongées, mais qui passent toujours progressivement aux formations latérales. J'ai dit que le banc des calcaires à silex turoniens[1] qui semble passer latéralement et brusquement aux marnes d'Aine Si Ahmed, est en fait décroché. On le retrouve avec les mêmes caractères au S de l'Azerou Merouan. Je signalerai, en outre, dans le Sénonien de l'anticlinal Mzita, une assise conglomératique à éléments crétacés, affleurant sur les berges de l'o. Azerou.

Le flanc W de l'anticlinal de Mzita contient un « filon »[2] de Trias[3] qui apparaît pratiquement « interstratifié » dans le Sénonien. On l'observe de façon presque continue du Dj. Mta jusqu'au S de Bou Melrane. Il rejoint alors la lame triasique passant au N des Dj. Metnen et Morissane. Entre la limite S de la feuille Beni Mansour et El Guantra (fig. 2), on observe, au contact du Trias, le décollement progressif d'une lame appartenant au flanc inverse de l'anticlinal de Mzita. Au Ras Afirouh, une écaille, formée de bancs calcaires redressés, repose sur les marnes sénoniennes par l'intermédiaire du filon triasique.

Le même décollement peut être observé au Dj. Mta et Djibassa (fig. 1, coupe 1), mais il est moins net. En effet, ce phénomène y est accompagné de décrochements dans les niveaux calcaires et de bourrages dans les marnes fluentes du Sénonien. Le filon de Trias est d'ailleurs beaucoup plus épais et le gypse y est exploité.

Le complexe triasique, en filons dans le Sénonien, ou à la base des unités de recouvrement, se présente dans toute la région étudiée avec une épaisseur très variable (quelques cm à 30 m). Il est parfois laminé au point de disparaître. Il reste alors une cicatrice que l'on suit grâce à la minéralisation des calcaires sénoniens qui subissent une transformation caractéristique au contact du Trias.

1. Ces calcaires à silex, dit Savornin [1920 a, p. 225], pourraient bien correspondre à l'affleurement du Turonien. Cet auteur range cependant les mêmes calcaires dans le Suessonien sur la feuille El Esnam. C'est M. J. Flandrin qui a précisé l'âge turonien de cette formation.

2. A propos du sens de ce terme, v. Savornin [1920 a, p. 405].

3. Sur la composition du Trias ou du complexe triasique, v. Savornin [1920 a, p. 91].

Le Sénonien est localement traversé par des ramifications du filon principal (berge de l'o. Tazotta au N du Dj. Mta, oued Boukton). Ces apophyses latérales sont parfois détachées du filon principal et conservées à l'état de klippes (Tirilt Mellala, Augni Isguern) (fig. 1, coupe 1).

3. — *Contact entre la chaîne des Biban et les plis enracinés de la zone sub-bibanique.* — L'axe du synclinal de l'o. Tazdart, la faille des Azerou et l'axe de l'anticlinal de Mzita dans la partie S de ce pli, sont obliques à la direction de la chaîne des Biban. Sur la route nationale, près de l'arrêt d'Ouled Ali et au NE de ce point, on observe une rapide variation (WSW-ENE à NS) des directions des couches. Il est difficile de mettre en évidence, dans la série à faciès monotones du Sénonien, un accident localisé. Mais il existe sans doute, tout au long du revers S de la chaîne des Biban *s. l.*, une importante discontinuité qui serait à l'origine des montées triasiques (fig. 1, coupe 1). Il faut noter, à ce sujet, l'alignement des affleurements triasiques cartographiés par Savornin près de la limite des feuilles El Esnam et O. Okris.

Il semble difficile d'admettre que toute la série du Turonien des Portes de Fer se réduise brusquement et passe à des marnes sur le flanc S du synclinal de l'o. Tazdart. Une faille pourrait rendre compte de la dissymétrie du synclinal. Il est vrai que la série des calcaires à Encrines et dents de Poissons, supérieurs aux calcaires à silex turoniens, et affleurant au N d'Aougni Mellala, ne s'observe plus entre Aine Sidi Ahmed et Aine Timekhrit.

Il faut donc admettre, tant que la série n'est pas datée avec une grande précision, un brusque passage latéral de faciès au S de la chaîne des Biban, annonçant les faciès de l'Ouennougha.

C. *Unité de recouvrement au S de l'anticlinal de Mzita et autochtone du Dj. Mansourah.* — Dans la région qui s'étend au S du Dj. Mta, affleurent, sur de vastes surfaces, le Sénonien marneux et le Suessonien inférieur. Au Dj. Dima, le Suessonien renversé (fig. 1, coupe 1) peut encore être assimilé au flanc inverse de l'anticlinal de Mzita. Vers l'E, à Iril bel Hadj, le Suessonien se présente en synclinal perché. Il semble donc que s'amorce une ondulation synclinale au S de l'anticlinal de Mzita. Plus au S, on observe une succession de plis plus ou moins aigus, limités par des failles, ou des écailles (fig. 1, coupe 1). L'ensemble conserve toutefois une allure synclinale (v. feuille géol. Mansourah).

Cependant, un phénomène tectonique nouveau s'observe à la bordure S de ces affleurements : le Sénonien et le Suessonien y

eposent sur les bancs du Cartennien plongeant au N. Le Mioène forme un anticlinal déversé au S (fig. 1, coupe 1 et fig. 3, oupe 1) et se raccorde avec le Cartennien de la chaîne du Manourah, en dessinant une ondulation synclinale, ou cuvette teconique, contenant un lambeau de recouvrement formé de Sénoien et Suessonien. Les calcaires à silex suessoniens, dans cette ouvelle unité, sont plus ou moins disloqués, parfois à l'état l'esquilles emballées dans les marnes [cf. Flandrin, 1948, p. 112-113].

En résumé, il existe, au S de l'anticlinal de Mzita, un recourement anormal de Sénonien et de Suessonien, sur le Cartenien. L'unité de recouvrement affleure en deux lambeaux séparés ar un bombement anticlinal affectant le Miocène. Dans sa partie N elle est sans doute encore « enracinée », puisqu'elle peut être attachée au flanc inverse de l'anticlinal de Mzita. Mais elle rend de plus en plus, vers le S, l'aspect d'une masse glissée, écoulée dans une dépression tectonique.

Les unités structurales entre Dj. Mzita et le Chouf el Guiassa.

Fig. 1, coupe 2.

Le sommet du Dj. Mzita est constitué par une calotte de Medjanien, reposant sur le Sénonien par l'intermédiaire d'une lame de Trias discontinue. Les bancs medjaniens plissés entrent souvent en contact par la tranche avec leur substratum.

Le Sénonien plissé, à l'E de l'anticlinal de Mzita, est en partie masqué par le Medjanien. Les plissements des calcaires à Inocérames permettent cependant de reconnaître des structures locales. Sur le flanc S du Dj. Mzita, ces calcaires, plissés, reposent sur le Sénonien marneux par l'intermédiaire d'un coussinet de Trias. Malgré les variations d'épaisseur du Trias et les complications structurales, on peut admettre que cette lame de recouvrement sénonienne représente le flanc méridional d'un anticlinal renversé au S. Il s'agirait d'un pli comparable à l'anticlinal de Mzita et l'on pourrait expliquer le décollement de la masse recouvrante, au niveau d'un filon de Trias antérieurement intercalé dans le Sénonien. Le klippe d'Iguer Entarhioult est dans la même situation que le « chapeau » du Dj. Mta. Mais un lambeau de l'unité de recouvrement est ici conservé au-dessus du contact anormal, tandis que le Trias est laminé au point de disparaître.

Au-dessous de cette unité recouvrante, le Sénonien marneux est

fortement plissé et repose sur le Cartennien autour du Chouf el Guiassa. Le Suessonien n'est pas représenté, mais nous pouvons comparer cette nouvelle masse chevauchante au synclinal disloqué décrit au S du Dj. Mta. Le Miocène se montre ici transgressif sur des couches sénoniennes qui se présentent sous un faciès très fossilifère, caractérisé par des marnes à *septaria* et des bancs lumachelliques. C'est, dit Savornin [1920 a, p. 264] « le commencement du faciès néritique franc qui s'étend vers le S jusqu'au cœur de l'atlas saharien ». A l'E de Mansourah, on observe des bancs à ripple-marks et fentes de dessication, témoignant d'un régime de dépôts dans la zone de balancement des marées, et d'émersions. Ce Crétacé à faciès S (ou faciès Mansourah) appartient donc à une zone paléogéographique plus méridionale que le Sénonien à faune pauvre de l'anticlinal de Mzita (faciès Biban). C'est une nouvelle preuve du recouvrement anormal du Miocène par le Crétacé à faciès Biban.

Les affleurements du Miocène et du Sénonien à Huîtres n'atteignent pas vers l'E, le village de Mansourah. Mais au N de cette localité, le Suessonien de Draa Seliet se présente avec le faciès du Suessonien des Azerou et de l'anticlinal de Mzita.

Le Suessonien présente en effet, dans toute la région qui vient d'être étudiée, des caractères constants [Flandrin, 1948]. Ainsi, tous les affleurements qui bordent la route nationale entre Mansourah et les Portes de Fer, montrent une série dont les termes varient dans le détail, mais qui présente un certain nombre de niveaux repères. Ce sont :

DANO-MONTIEN. *a*) Marnes bleuâtres contenant des bancs phosphatés à dents de Poissons et débris de coquilles. Certains bancs passent au conglomérat (un banc de poudingue à l'Azrou el Kebir) . . . environ 50 m.
Banc glauconieux de puissance variable......... 0,10 à 3 m.

THANÉTIEN-YPRÉSIEN. — *a*) Calcaire à silex. Une couche à Huîtres se présente au sommet des calcaires à silex de Mzita... 12 à 15 m.
— *b*) Calcaires et marno-calcaires en bancs alternés, contenant, surtout à leur partie supérieure, des moules internes de petits Gastéropodes signalés vers la gare de Mzita par Savornin [1905 b et 1920 a], mais placés par cet auteur au-dessous des calcaires à silex.................................... environ 20 m.

LUTÉTIEN INFÉRIEUR. — Calcaires à rares Nummulites. environ 10 m.

Les termes suivants de la série calcaire du Suessonien inférieur ne sont représentés que localement. Au SW et S de l'anticlinal de Mzita, affleurent les marnes du Lutétien supérieur, mais il est difficile de juger de leur situation transgressive sur les termes inférieurs de la série, en raison du style tectonique très spécial de cette région. Il faut, en effet, s'attendre à des disharmonies au contact de la série calcaire du Suessonien inférieur et des marnes à *O. multicostata*.

Au-dessous de la latitude de Mansourah, la série d'écailles suessoniennes s'empilent au contact du Cartennien. Ce dernier est d'ailleurs disloqué sur la bordure N du Dj. Mansourah (faille du Hammam de Mansourah, faille de Djerhalil).

Définition des unités de recouvrement.

L'étude de ces deux coupes nous montre l'existence d'unités tectoniques individualisées. Au N, la chaîne des Biban et les plis enracinés de la zone sub-bibanique (synclinal de l'o. Tazdart, anticlinal de Mzita et leurs équivalents) ; au S, le Cartennien autochtone. Dans la région intermédiaire, des unités plus ou moins déracinées se présentent dans un ordre régulier. Ce sont :

Unité A (unité inférieure de recouvrement) formée de Sénonien à faciès Biban et de Suessonien en recouvrement anormal sur l'autochtone.

Unité B (unité moyenne de recouvrement), constituée par le Sénonien en recouvrement anormal sur l'unité A ou l'autochtone, par l'intermédiaire d'une lame de Trias discontinue.

Unité C, comprenant les lambeaux medjaniens de la zone sub-bibanique, qui représentent une « unité de recouvrement » dans la mesure où le Medjanien a subi un déplacement par rapport à son substratum. L'ampleur de ce déplacement est inconnue et sans doute incontrôlable.

Extension des unités tectoniques dans la zone sub-bibanique.

A. *Plis enracinés au S de la chaîne des Biban*. — Les plis enracinés qui se développent dans la partie N de la zone sub-bibanique, sont le plus souvent recouverts par les couches medjaniennes et échappent ainsi à l'observation. Leur structure est d'ailleurs très complexe, et l'on y observe des disharmonies, étirements et cisaillements de lentilles calcaires. Le cheminement des masses medjaniennes peut être à l'origine de ces phénomènes, dans leur substratum crétacé.

B. *Unités de recouvrement*. — 1. *Unité A*. — Elle se présente en recouvrement anormal sur le Cartennien, tout au long de la bordure N de la chaîne du Dj. Mansourah ou de la zone des bombements (v. plus loin). Elle est souvent démantelée par des mouvements postérieurs à sa mise en place et s'observe à l'état de lambeaux, conservés dans les aires synclinales cartenniennes. Le contact peut être suivi depuis Menzel el Mehalla

(feuille Msila) jusqu'à la région de Cerez (feuille Ain Tagrout) et au delà [Savornin, 1920 a, p. 400].

2. *Unité B.* — Dans la région de Mansourah, elle s'individualise sur les flancs W et S de l'anticlinal de Mzita et prend une grande extension au S du Dj. Mzita. Le contact de base peut être observé d'W en E, aux points suivants : Tizi ou Djebara, Iguer Entarhioult, Dj. en Nador, S de Tizi Ichmoumène, Si bou Chemal, A. el Annseur, rive N du Ch. Madouss, A. Tirenount. Il est difficile de mettre en évidence cette unité dans la dépression de l'o. Mzita, mais on l'observe de nouveau vers l'E, au S du Dj. Metnen. La klippe de Draa Semmana (fig. 3, coupe 5) repose en partie sur le Cartennien autochtone, en partie sur l'unité A.

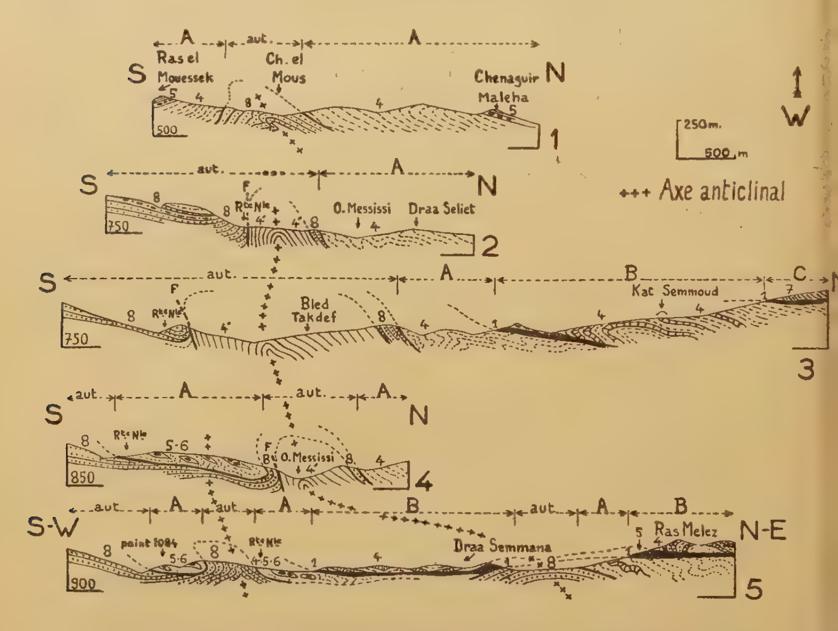


Fig. 3. — Coupes de la bordure méridionale de la zone sub-bibanique et de l'autochtone. Coupe 1 : feuille Mansourah — Coupes 2 à 5 : feuille Bordj-bou-Arreridj. Même légende que pour la fig. 1.

Cette disposition semble indiquer que le bombement du Miocène était au moins ébauché en ce point avant la fin de la mise en place de l'unité B. L'unité A est ici principalement formée de Suessonien. La lame triasique contient, sous le Rass Melez, des esquilles de Suessonien arrachées à l'unité A, lors du cheminement de l'unité B.

L'injection de Trias en « filon » dans le Crétacé semble carac-

tériser une grande partie de la zone sub-bibanique. Savornin signale [1920 a, p. 99-109] ce phénomène de Berrouaghia à Aïn Tagrout.

3. *Unité C.* — Les massifs medjaniens de la région étudiée reposent toujours sur une lame de Trias d'épaisseur variable. J. Savornin a cartographié des affleurements triasiques en de nombreux points de leur bordure. M. J. Flandrin a signalé une lame gypseuse au S du Dj. Bou Zid [1948, p. 268, note infr.]. Les lentilles triasiques figurées par Savornin sur le pourtour du Dj. Mzita se relient en fait l'une à l'autre. J'ai suivi le filon triasique de Iril au S de Rebiaa, d'Ouled Aicha à Mtat Tizi bou Zid. Au SW du Dj. Metnen, j'ai observé le passage du contact anormal, avec lentille gypseuse, à Si. Mohammed Moussa.

C. *Autochtone.* — 1. *Zone des bombements.*[1] — Les caractères structuraux de cette zone tectonique offrent une constance remarquable. Le bombement reconnu dans la région de Mansourah (fig. 1) fait partie d'une zone bien individualisée qui s'étend sur plus de 100 km, à la bordure N de la chaîne du Dj. Mansourah. Elle comprend une série de bombements anticlinaux affectant l'autochtone cartennien, transgressif sur la série crétacée et éocène, à faciès « méridionaux ». Ces bombements se relaient en échelons et sont constamment déversés, couchés ou faillés sur leur flanc S. Le plus important est le bombement Kef Kherat-Dj. Choukchot-Chouf el Guiassa qui se décompose lui-même en deux tronçons se relayant au Dj. Choukchot : bombement complexe de Kef Kherat-Bled Gueblia [Savornin, 1920 a, p. 114, 116, 229] ; bombement Forêt de Batite-Chouf el Guiassa (fig. 1 et 2, coupe 1). Le contact entre l'unité A et le Miocène dessine un golfe tectonique (Ch. el Guiassa) bordé au S par la « langue » de Salatna, bien observée par J. Savornin. Une nouvelle ride anticlinale se développe entre Mansourah et Er Baha (fig. 3, coupes 2 à 5). Elle est relayée par de nouveaux bombements sur la feuille Bordj-bou-Arreridj (fig. 3, coupe 5).

La zone synclinale qui s'étire au S des bombements est plus ou moins large, parfois faillée (près de Mansourah) ou pincée par le renversement du flanc S des bombements. Elle contient en divers points (Selatna, El Achir) des lambeaux de l'unité A.

2. *Chaîne du Dj. Mansourah.* — Au Dj. Mansourah et de part et d'autre de ce massif (Kerabcba, Ouled Krelouf), le Miocène est ployé en un vaste bombement localement flexuré et faillé. La faille subverticale d'El Hamra fait affleurer le Crétacé inférieur du Dréât.

Évolution tectonique.

La série de coupes (fig. 4) a pour but de représenter de façon très schématique, l'évolution de la zone sub-bibanique et plus particulièrement la mise en place des unités de recouvrement.

La dépression tectonique comblée par les unités de glissement s'intègre dans une zone de déformation importante à la bordure S de l'atlas tellien (zone sud-tellienne décrite par M. Glangeaud dans une note conjointe et dans sa synthèse de l'Afrique du Nord [Glangeaud, 1932, p. 39].

Les recouvrements anormaux de la zone sub-bibanique sont postérieurs au Cartennien et antérieurs au Pliocène du plateau de Sétif. Nous envisagerons seulement ici l'évolution tectonique post-Miocène.

Divers problèmes peuvent être abordés.

A. *Mise en place du Trias filonien dans le Sénonien.* — On s'explique difficilement une « mise en place » du Trias, en position interstratifiée, avant le plissement des couches sénoniennes. Il s'y est intercalé plus vraisemblablement au cours du plissement, par intrusion verticale ou latérale, à partir de failles profondes. Dans l'anticlinal de Mzita, le Trias n'apparaît que sur le flanc renversé, où il a pu être entraîné au cours du plissement, dans une zone d'étirement (fig. 4, coupes 3 et 4). Il est peut-être resté en profondeur dans le flanc normal.

B. *Mise en place des unités A et B.* — J'admets que le flanc normal du pli a été poussé sur le flanc inversé et que le déplacement a été facilité par un décollement au niveau du Trias filonien. On pourrait nommer une telle structure pli-faille à Trias lubrifiant. L'enveloppe suessonienne s'est décollée au niveau du Sénonien marneux et s'est écoulée, sous l'effet de la gravité, dans la zone d'ensellement tectonique située au S. Pour atteindre sa position actuelle, l'unité A a pu glisser sur les flancs du bombement et ainsi progresser à nouveau vers le S. C'est aussi un écoulement par gravité, qui rend compte du dernier temps de la mise en place de l'unité B (fig. 4, coupes 4 et 5). Mais celle-ci a progressé sur une surface lubrifiée par le Trias. Son détachement du flanc normal du pli a pu se réaliser sous l'effet d'une déformation du plan de la faille de chevauchement (fig. 4, coupes 3 et 4).

C. *Mise en place de l'unité C.* — Je n'ai pas représenté l'unité C, mais seulement indiqué le sens de son cheminement à partir d'une région septentrionale (anticlinorium des Biban par exemple).

Ce mode de mise en place est tout à fait hypothétique. Le Medjanien repose sur le Sénonien ; les éléments triasiques du poudingue de base medjanien auraient donc pu être empruntés au Sénonien érodé. Mais il est aussi possible que le Medjanien ait glissé sur le revers S de l'anticlinorium des Biban, dans une zone synclinale (fig. 4, coupe 4), et qu'il ait été repris postérieure-

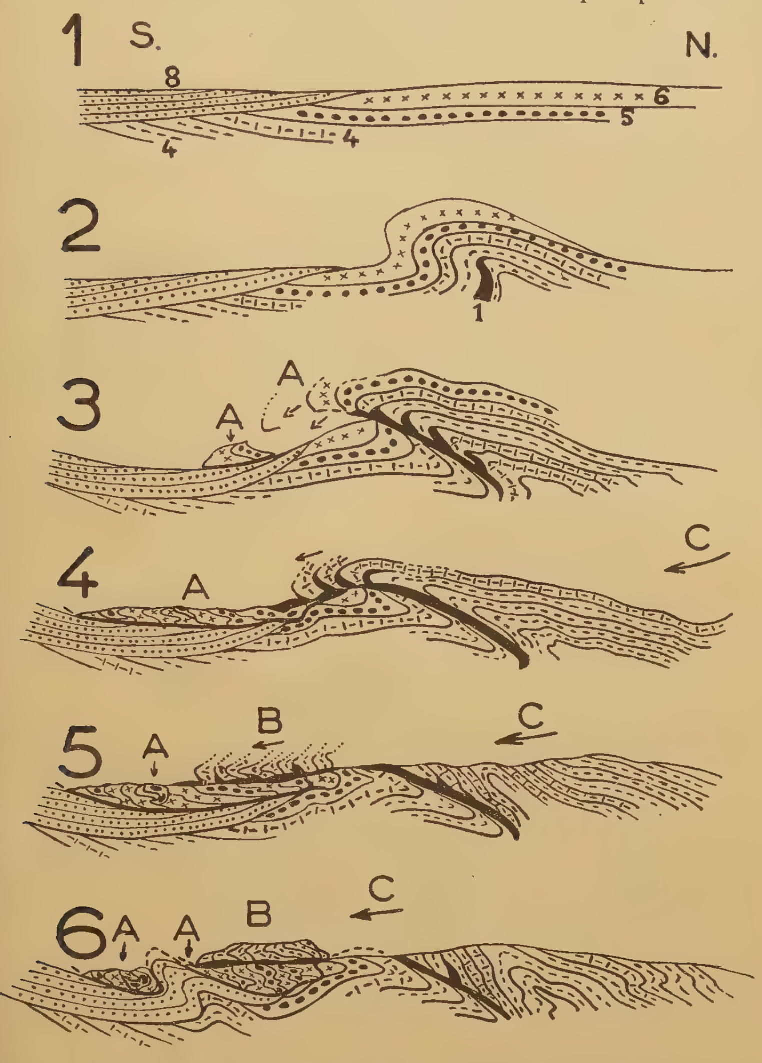


Fig. 4. — Schéma montrant l'évolution probable des plis et la mise en place des unités de recouvrement de la zone sub-bibanique (région de Mansourah-les-Biban), Coupes 1 à 6 : stades successifs de l'évolution post-cartennienne. Même légende que pour la fig. 1, avec A, B, C : unités de recouvrement A, B et C.

ment dans les déformations affectant la bordure N du fossé miocène. Il faut remarquer que le Lutétien de Selatna s'est mis en place après le Miocène et que le Medjanien, de part et d'autre de la dépression de l'oued Azerou, repose sur le Sénonien. Comme on n'a pas de preuve d'un « rivage » du Lutétien autour des aires qu'occupe actuellement le Medjanien, ni de preuve d'ensellement tectonique ayant permis la conservation du Lutétien dans la région de l'o. Azerou, on peut penser que le Medjanien est venu reposer sur le Sénonien après le départ du Lutétien, donc après le Cartennien. Les éléments triasiques du poudingue medjanien proviendraient ainsi de régions septentrionales, peut-être de l'anticlinorium des Biban, tandis que le Trias lubrifiant sur lequel repose le Medjanien aurait été emprunté, au cours du glissement, au Sénonien enraciné de la zone sub-bibanique. J'ai (fig. 4) construit la 1re coupe en supposant que la zone sub-bibanique n'était pas encore notablement plissée avant le Cartennien. Cette coupe doit être modifiée si l'on admet l'existence d'une fosse de sédimentation medjanienne dans la zone sub-bibanique. Cependant le type d'évolution représenté (coupes 2 à 6) peut être conservé dans cette seconde hypothèse.

BIBLIOGRAPHIE

FICHEUR, E. et J. SAVORNIN (1905). — Sur les terrains tertiaires de l'Ouennougha et de la Medjana (Algérie). *CR. Ac. Sc.*, t. CXLI, p. 148.

FLANDRIN, J. (1948). — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e série no 19.

GENTIL, L. et L. JOLEAUD (1918). — Les nappes de charriage de l'Afrique du Nord. *Rev. Gén. Sc.*, 15 octobre.

GLANGEAUD, L. (1932). — Unités paléogéographiques et structurales de l'atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes Soc. lin. Bordeaux*, t. LXXXV et *in* Thèse Sciences Paris, juin 1932.

SAVORNIN, J. (1905 a). — Les gisements de plâtre des Portes de Fer à Bordj-bou-Arreridj. *B. Et. appl. Ec. Sc., A.*, 1er trimestre.

— (1905 b). — Découverte d'un littoral de l'Éocène inférieur dans la chaîne des Biban. *A. F. A. S.*, Cherbourg, p. 383.

— (1905 c). — La chaîne des Biban, pour le géographe et le géologue. *A. F. A. S.*, Cherbourg, p. 388.

— (1906). — La dépression de l'Ouennougha-Medjana. *A. F. A. S.* Lyon, p. 284.

— (1912). — Remarques sur une importante ligne architectonique au S du Tell Algéro-Constantinois. *A. F. A. S.*, Nîmes, p. 344.

— (1920 a). — Étude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Thèse Sciences, Lyon et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., no 7.

— (1920 b). — Au sujet des nappes de charriage du Djurdjura et des Biban (Algérie). *CR. Ac. Sc.*, t. 170, p. 119.

Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale

par **Louis Glangeaud**[1].

Sommaire. — La structure de la Méditerranée occidentale n'est pas explicable par l'action d'une seule catégorie de phénomènes géophysiques (dérive, courants sous-crustaux, etc.), mais par la superposition de plusieurs d'entre eux. Le rôle de ces phénomènes aux différentes échelles de temps et d'espace est précisé. Quatre phases sont ainsi distinguées :

a) A la fin du Primaire et au début du Secondaire, phase de disjonction amenant la séparation en plusieurs fragments de la mosaïque méditerranéenne. — *b*) Pendant le Secondaire, évolution monoliminaire (autonome) de la bordure de certains de ces fragments. — *c*) Entre l'Éocène moyen et l'Oligocène supérieur, phase paroxysmale de serrage des blocs de la mosaïque par rapprochement de l'Europe et de l'Afrique. — *d*) Pendant le Miocène et le Plio-Quaternaire, phases de relaxation, avec jeux isostatiques et courants sous-crustaux.

I. — Degré de régionalité et hiérarchie des phénomènes géologiques.

Les nécessités pédagogiques et le désir de simplicité cartésienne ont d'abord amené les géologues, comme autrefois les physiciens, à interpréter les faits par l'action de phénomènes simples et monogènes, liés entre eux par des relations linéaires [L. Glangeaud, 1949]. Mais cette tendance à l'unification a peu à peu régressé devant les observations accumulées dans toutes les régions du globe.

Si l'on continue à chercher *a priori* des liaisons causales directes, on risque, soit de remplacer des hypothèses trop schématiques par d'autres du même genre, soit de ne plus voir de relations au milieu des amas de faits. Aussi, nous grouperons d'abord les faits au moyen de trois facteurs de classement logique : hiérarchie des phénomènes, degré de régionalité et phénomènes d'hystérésis (hérédité).

Nous avons insisté dans plusieurs publications précédentes [L. Glangeaud, 1949], sur l'importance de la *hiérarchie* des phénomènes. Un phénomène est *dominant* par rapport à un phénomène dit secondaire, si l'apparition du premier provoque le déclenchement du second. Dans le cas de la terre, cette hiérarchie est généralement fonction du

1. Note présentée à la séance du 17 décembre 1951.

degré de régionalité du phénomène. On peut définir ce degré de régionalité par le rapport existant entre la masse intéressée par le phénomène et la masse de l'ensemble du globe.

Ainsi, le glissement de terrain sur la pente d'une vallée a un degré de régionalité très faible. C'est un phénomène que nous appellerons de 7e ordre. Il dépend de la surrection de la montagne et de son érosion (6e ordre). Par contre, les phénomènes, comme le déplacement de l'axe de rotation du globe où les attractions luni-solaires agissent sur la presque totalité de la masse du globe. Nous avons proposé de nommer ces derniers, *phénomènes géonomiques de 1er ordre* [L. Glangeaud, 1951]. Les phénomènes que nous examinons dans cette note, sont surtout ceux de 2e et 3e ordre.

2e ordre : les phénomènes géonomiques de deuxième ordre sont dus à des conditions géographiques à grande échelle, mais non mondiale. C'est la mégatectonique de Bucher. Ils sont, par exemple, liés à l'existence de grandes unités crustales (continents). L'existence de ces unités, qui est admise par de nombreux auteurs, postule plusieurs sortes de phénomènes de deuxième ordre.

Pour des causes thermodynamiques expliquées dans d'autres publications [L. Glangeaud, 1946-1950], il se produit des déséquilibres dans les régions liminaires situées à la limite de croûtes de natures différentes (par exemple, continent sialique et océan simique), et même dans certaines zones séparant deux blocs de même nature (sillons, géosutures). L'évolution des zones liminaires, *caractérisée par un déséquilibre quasi permanent*, est fonction de la variation des gradients thermodynamiques le long de ces bordures. Quand les unités crustales sont suffisamment éloignées les unes des autres, il ne se produit pas d'interactions importantes. Leur bordure offre alors *une évolution mono-liminaire, indépendante et spéciale pour chaque unité.* Les chaînes péri-pacifiques représentent le type d'une telle évolution mono-liminaire, où dominent les phénomènes crustaux verticaux avec effets tangentiels secondaires et localisés [L. Glangeaud, 1947].

Nous avons expliqué [L. Glangeaud, 1950] que les courants de convection locaux à gradients horizontaux suivent les bordures liminaires pour des raisons géophysiques. Les déformations, accompagnées d'épicentres séismiques profonds (failles profondes du type Gutenberg-Coulomb), se rattachent à ce type.

Des phénomènes complètement différents apparaissent quand

la distance horizontale relative de chacune des unités crustales diminue. Dès que celles-ci sont assez rapprochées, les phénomènes mono-liminaires autonomes sont dominés par les phénomènes *bi-liminaires tangentiels* (chevauchements importants du type alpin).

Ces phénomènes bi-liminaires tangentiels peuvent être le résultat des phénomènes géonomiques généraux de premier ordre. Par exemple, le rapprochement de l'Afrique et de l'Eurasie peut être dû à la Polfluchtkraft ou à la dispersion de Gutenberg, comportant une dérive simultanée vers l'W. Mais on peut les relier aussi à des phénomènes de 2ᵉ ordre, intracorticaux (transformisme crustal).

3ᵉ-5ᵉ ordres : les phénomènes de 2ᵉ ordre, que nous venons d'énumérer, sont influencés, à l'échelle du 3ᵉ ordre, par la forme de chacun des blocs, leurs mouvements relatifs et les courants sous-crustaux régionaux. Ces éléments de 3ᵉ ordre fixeront les caractéristiques *régionales* des accidents.

Après cessation des efforts tangentiels paroxysmaux, les compensations isostatiques régionales et, d'une façon générale, les phénomènes de relaxation de 3ᵉ ordre, amènent toute une série d'ajustements locaux, jusqu'aux échelles de 7ᵉ ordre, avec soulèvements, affaissements, distensions, compressions locales, glissements gravitationnels, etc... Ce retour à l'équilibre est perturbé par les phénomènes d'érosion-sédimentation qui accompagnent généralement cette dernière phase.

D'une façon générale, les phénomènes de 1ᵉʳ et 2ᵉ ordre font intervenir des phénomènes sous-crustaux, tandis que ceux de 6ᵉ et 7ᵉ ordre ne produisent que des effets supra-crustaux ou limités à la couverture superficielle. Par exemple, un glissement de terrain sur le flanc d'une vallée, est un phénomène rapide, et n'intéresse que des couches de quelques dizaines de mètres ; un glissement du type des Préalpes, plus lent, fait intervenir une couverture sur une épaisseur de l'ordre du kilomètre. La surrection d'une grande chaîne ou d'un bouclier déforme l'ensemble de la croûte terrestre, jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 100 km.

Il est donc contraire à la méthodologie, d'utiliser les mêmes mécanismes pour expliquer les phénomènes supra-crustaux de 7ᵉ ordre et les phénomènes géonomiques sous-crustaux de 1ᵉʳ et 2ᵉ ordre. Les règles de similitude, rappelées notamment par MM. Goguel et Blondel, ont montré l'importance de l'échelle du phénomène. De plus les caractéristiques de la matière intéressée ne sont pas les mêmes dans tous les cas.

L'apparition des phénomènes géonomiques de 1ᵉʳ ordre déclenche directement ou indirectement ceux de 7ᵉ ordre. C'est *l'effet géono-*

mique direct. Mais il existe, aussi, un *effet géonomique inverse* ou effet statistique : les phénomènes de 7e et 6e ordre, en se répétant dans le temps et l'espace, peuvent par effet d'accumulation statistique influencer ou provoquer les phénomènes d'ordre supérieur.

Pour des raisons mathématiques, les effets géonomiques inverses ont une allure *périodique*. Ils peuvent présenter une série de maxima avec amortissement ou s'atténuer rapidement après avoir présenté un maximum unique.

2. — Les théories sur l'évolution de la Méditerranée occidentale.

Nous allons appliquer à la Méditerranée occidentale les principes généraux de tectono-physique que nous venons de présenter. La structure de cette région a donné lieu à des interprétations assez divergentes. On peut les classer en plusieurs catégories.

a) Un 1er type admet un rapprochement de l'Afrique et de l'Europe, comprimant les sédiments de la Mésogée. C'est le « traîneau écraseur » africain (Dinarides) de Termier qui a abouti à la synthèse remarquablement cohérente d'Argand et aux vues d'ensemble de Fallot, Lugeon et Staub.

b) La 2e interprétation postule une évolution autonome de la zone orogène intercalée entre deux blocs continentaux, presque immobiles, cratogènes. Les interprétations à évolution magmatique du type Van Bemmelen - Rittman se rattachent à ce mécanisme, sans déplacement tangentiel important des blocs.

c) La 3e interprétation fait intervenir le jeu des courants de convection et les buckling, avec Hess, Holmes, Griggs, Vening-Meinesz, Umbgrove, etc... A ce type se rattachent les sous-courants d'Ampferer et les ondations d'Haarman et de Cizancourt.

La variété de ces interprétations montre que les phénomènes si complexes de la Méditerranée occidentale ne peuvent être résolus qu'à la lumière de la « tectonique comparée » établie sur toutes les chaînes du monde. En nous appuyant notamment sur les études des géophysiciens et tectoniciens suisses, hollandais et américains, nous avons indiqué que les trois types de mécanismes orogéniques, cités précédemment, pouvaient soit agir de façon distincte pour former des zones plissées, soit combiner leurs effets monogènes dans le cas des chaînes polygènes.

a) Les mécanismes mono-liminaires du type péri-pacifique ;

b) les mécanismes bi-liminaires du type alpin ;

c) des courants de convection et des bucklings (root) du type Holmes - Griggs - Hess - Vening-Meinesz - Umbgrove, et, d'une façon plus générale, des écoulements plastiques sous-crustaux d'origines variées, peuvent être la cause de ces deux types

de chaînes (effet direct) ou être provoquées par la formation de celle-ci (effet inverse). Au colloque de Washington (1950), nous avons essayé de définir les relations géophysiques pouvant exister entre les zones de déséquilibre péri-continentales (monoliminaires), les écoulements plastiques sous-crustaux et les diffusions intra-crustales.

Partant de ces données tectono-physiques, nous pensons pouvoir appliquer à la Méditerranée occidentale, une *interprétation* non plus monogène, mais *polygène où interviennent les trois types de mécanisme que nous venons d'indiquer et l'existence préalable d'une « structure en mosaïque »*.

En effet, quelle que soit l'interprétation admise, presque tous les auteurs avaient tendance à réunir les zones plissées tertiaires pour en faire des chaînes sinueuses raccordées de façon plus ou moins arbitraire. De plus, beaucoup d'auteurs jusqu'à Argand ne séparaient pas les différentes phases de l'orogénèse tertiaire ; mais Argand, en 1923, admettait des disjonctions qui avaient rompu la continuité primitive.

En 1926, nous avons montré que les phases anté-burdigaliennes et post-burdigaliennes ont eu des effets nettement différents, dans l'évolution structurale de l'Afrique du Nord et que chaque compartiment avait réagi suivant les caractéristiques de son matériel personnel.

Les faits mis en évidence dans de nombreuses régions (Jura, Atlas nord-africain, Abruzzes, Languedoc, Liban, etc.) montrent, en outre, qu'une même région peut successivement être soumise à des efforts de compression et de distension. Comme nous l'avons montré dans le Jura [1944-1948], les efforts de *distension* amènent la formation de graben, de sillons et le découpage en mosaïque suivant des lignes mécaniquement faibles (géosutures).

La « structure en mosaïque » est ainsi due à l'existence d'unités crustales distinctes, séparées, soit par des géosutures plus ou moins anciennes, soit par des hiatus où le sial est étiré ou absent. Ces derniers seraient les vrais géosynclinaux (*sensu stricto*).

Après les grands efforts de distension permo-triasiques qui amenèrent la formation de la Mésogée, on peut distinguer trois phases principales dans l'évolution de la Méditerranée occidentale :

a) Du Trias jusqu'à l'Éocène inférieur, les bordures des blocs séparés au début du Secondaire évoluent d'une façon *monoliminaire* comme des chaînes de type péri-pacifique (fig. 1), sauf dans certaines régions intracarpathiques.

b) De l'Éocène moyen à l'Oligocène supérieur, se produit une phase de compression maximum bi-liminaire, avec grands effets tangentiels (type alpin). Les auteurs français et suisses expliquent cette phase par le rapprochement des blocs africain et eurasiatique. On devrait y ajouter, dans ce cas, des effets de dérive vers l'W (fig. 2) ; mais d'autres mécanismes peuvent être évoqués.

c) Après ce paroxysme nettement caractérisé, les phénomènes de *relaxation* et *d'ajustement* présentent deux stades :

— du Burdigalien au Tortonien, commencent des effets de distension et d'ajustement isostatique. Ils se traduisent, par des compressions et des écoulements par gravité, localisés sur les bordures des anomalies isostatiques ;

— du Pontien au Quaternaire, les phénomènes précédents donnent *localement* des plis plio-quaternaires accompagnés de distensions et graben datant de cet âge (fig. 3). Le style de ces plis n'est plus celui du type alpin mais de nouveau du type péri-pacifique ou comtois (coins composés de Migliorini) ou même du type des graben (fossés tunisiens de Castany). Ils montrent des influences crustales ou sous-crustales, non réglées, à composantes verticales dominantes.

3. — Évolution mono-liminaire de la mosaïque méditerranéenne pendant le Secondaire.

Fig. 1.

Dans la figure 1, nous avons essayé de délimiter les trois pièces principales de la mosaïque méditerranéenne qui auraient évolué d'une façon plus ou moins autonome pendant le Secondaire. Pour les mettre en évidence, nous les avons disjointes. Cette figure schématique est destinée simplement à définir les grandes lignes structurales ; elle ne peut prétendre à une grande précision, pour plusieurs raisons. Une représentation exacte exigerait d'abord des cartes distinctes pour chaque étage. D'autre part, nous avons bien éloigné les trois pièces principales de la mosaïque, mais nous n'avons pu, faute de données suffisantes, déplisser individuellement les unités existant à l'intérieur de chacune d'entre elles, ni définir d'une façon certaine les distances primitives de chacune des pièces.

A. *Le promontoire africain.*

En 1926, M. P. Fallot, dans sa remarquable synthèse paléogéographique de la Méditerranée occidentale, faisait intervenir le noyau bético-rifain au N et au S duquel se trouvaient les géosynclinaux nord-africain et bétique.

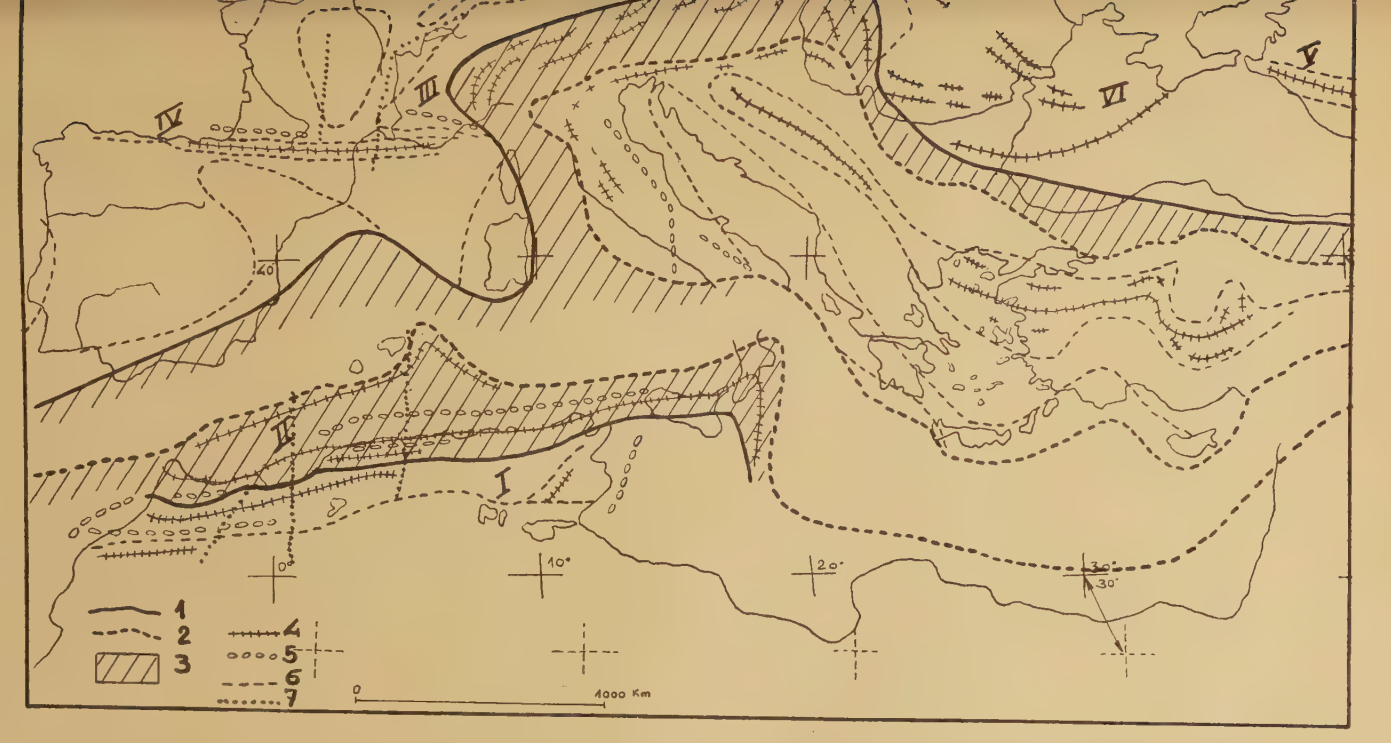


Fig. 1. — Schéma montrant l'état probable de la Méditerranée occidentale pendant le Secondaire.

1. Limite de la partie profonde du talus européen. — 2. Limite probable de l'unité dinarique et de la bordure africaine. — 3. Talus européen dans sa partie bathyale et abyssale, talus nord-africain. — 4. Bourrelets géanticlinaux et plis des bordures européenne, africaine et dinarique. — 5. Principaux sillons et fosses importantes. — 6. Limites paléogéographiques dans les zones épi-continentales. I) Limite S de la flexure africaine au Secondaire (voir le texte). II) géanticlinal rifo-kabylo-calabrais, III) fosse dauphinoise, IV) bourrelet axial pyrénéen et sillon nord-pyrénéen. V) géanticlinal du Caucase, VI) plis cimmériens, VII) plis des Tatrides et des Klippes carpathiques.

En 1932, nous avons montré pour *quelles raisons les massifs rifain et kabylien représentaient un bourrelet du continent africain et non, comme on l'avait admis jusqu'à ce jour, un élément séparé de celui-ci, attribué à la Thyrrénide*. Le promontoire africain, en annexant le bourrelet frontal kabylo-rifain, englobait ainsi le massif bético-rifain de M. P. Fallot, en formant l'*unité kabylo-bético-rifaine*. Cette unité représentait, à notre avis, *la bordure de l'Afrique s'avançant sous la Méditerranée*. M. Fallot a apporté l'appui de sa haute autorité et de sa remarquable documentation sur la Méditerranée occidentale en faveur de cette interprétation qu'il a développée et précisée dans une série de travaux [Fallot, 1932-1939].

En plus de son rattachement à l'Afrique, nous avions distingué [1932], dans ce front africain, un certain nombre d'unités paléogéographiques E-W de 3e ordre, dont nous avons figuré les contours : géanticlinal kabylo-rifain (zone I), sillon sud-kabylien (zone II), géanticlinal du Chelif (zone III). Pour la clarté du dessin, ces unités de 3e ordre avaient été figurées comme continues mais, en 1932, nous avions précisé qu'elles représentaient un *chapelet d'amygdales* coupé par des transversales qui les divisaient en unités de 4e ordre.

Ce schéma de 1932 a subi une série de retouches particulières, grâce aux beaux travaux des géologues nord-africains. A la suite de nos études avec MM. Mattauer et Caire [1950], nous avons notamment limité la zone III à la région à l'E du Zaccar et nous avons défini la structure et l'évolution amygdalaire des massifs de cette zone.

Dans la fig. 1 ci-jointe, la limite du talus péri-continental est placée à la limite de l'Atlas tellien et des Hauts-Plateaux pour l'Algérie et la Tunisie. Dans le Rif, elle est située à la limite du sillon rifain et de la Méséta. Il y a lieu de définir à quoi correspond cette limite au point de vue paléogéographique et structural. En effet, ainsi que l'ont montré les travaux géophysiques d'Ewing et de ses élèves, la limite de la plate-forme continentale américaine ne correspond pas exactement à la flexure du Primaire sous-jacent qui est située plus à l'intérieur du continent. On doit donc distinguer, à un moment donné de l'évolution, la limite de la plate-forme continentale qui correspond à la limite des faciès néritiques et la flexure profonde du bloc primaire qui peut être assez fortement décalée par rapport à la précédente, vers l'intérieur du continent. Entre ces deux limites, se trouve une zone néritique offrant parfois des séries épaisses mais peu profondes. C'est le cas de la plate-forme tunisienne de M. Castany et de certaines zones sud-telliennes qui en sont l'équivalent. Ce sont les géosynclinaux intracratonaux de Kay (paragéosynclinaux de Stille).

La limite que nous avons indiquée sur la carte en traits pleins,

est celle qui devait séparer les faciès néritiques, des faciès profonds au Crétacé inférieur. Elle s'est déplacée au cours des temps secondaires et tertiaires. La flexure continentale principale du Primaire sous-jacent n'est pas restée absolument fixe. En outre, le talus africain présentait des accidents secondaires (géanticlinaux), comme les zones I et III que nous avons décrites dans notre thèse. Cet ensemble ne peut pas être analysé en détail dans le cadre de cette note mais la notion de flexure continentale introduite, dès 1938, par M. Bourcart reçoit, ici, une intéressante application.

De plus, la zone dite des Hauts-Plateaux interatlasiques de la province d'Oran, située entre l'Atlas saharien et l'Atlas tellien, a disparu dans la province de Constantine. Dans la province d'Alger, l'Atlas saharien est séparé de l'Atlas tellien par plusieurs zones paléogéographiques. Au N, se trouve une zone faible, qu'on peut nommer zone sud-tellienne (V). Elle est caractérisée d'abord par des *variations de faciès* assez rapides et par des accidents complexes avec jeux verticaux importants qui suivent la limite méridionale de l'Atlas tellien. Cette zone a été subsidente pendant l'Éocène inférieur et pendant une partie du Miocène.

Elle est bordée, plus au S, par une zone qui a été émergée pendant une partie du Crétacé et à l'Éocène inférieur. C'est la zone VI du Nador-Chellala-Hodna, qui s'étend depuis le Hodna, jusqu'au Dj. Nador. Les études de M. Deleau montrent que cette zone VI, fortement subsidente pendant le Jurassique, a été, au contraire, ascendante à partir du Crétacé inférieur. L'Albien y est entièrement continental. Le Crétacé supérieur y est transgressif et lagunaire. On peut la lier à la zone émergée du Maroc septentrional, mise en évidence de façon remarquable par les études paléogéographiques de Choubert et Russo ; mais il est aussi logique de la relier à travers les Hauts Plateaux, avec le chaînon de Mecheria. Au S, s'étend une zone subsidente VII, mais où les faciès néritiques ou continentaux augmentent d'importance. Elle fait suite au golfe interatlasique décrit par Choubert et l'école marocaine (Roch, Termier, etc...).

Il serait trop long dans cette note de discuter les termes qui doivent être appliqués aux zones subsidentes II, IV, VI, VII, bordant le bloc (craton) africain. Les zones II et IV ont été, pendant une partie du Secondaire, des ortho-géosynclinaux, d'après la classification de Stille reprise et précisée par Kay.

D'ailleurs, la limite N (fig. 1) des faciès néritiques que nous venons de définir dans la zone I, ne représentait pas la *limite*

réelle du socle africain. Le vrai « front africain » (18-19-20 de la fig. 2), comprenait, d'après les travaux de M. Fallot [1938], le Bétique de Malaga et passait au S de Majorque. Ce front englobait probablement l'île de Minorque.

Après avoir ainsi rattaché, en 1932, le massif bético-rifain au front africain, nous pensons devoir y ajouter, d'accord avec M. Staub [1932], la Sicile et la Calabre pour des raisons de continuité, de structure et de faciès. On peut se demander si le massif de la Calabre doit être considéré comme l'équivalent de la Cordillière bétique ou du géanticlinal kabylo-rifain. Or, la zone intermédiaire qui sépare au N d'Alger le géanticlinal kabylo-rifain du front africain et des Baléares, diminue ou disparaît. Le géanticlinal kabylo-rifain (zone I) pourrait ainsi rejoindre, à ses deux extrémités, la bordure frontale africaine (ligne 19-18-23 de la fig. 2).

B. *L'unité dinarique.* — Presque tous les auteurs étaient d'accord sur la limite des blocs dinarique et alpin. Elle est remise en question actuellement. Les avis diffèrent en ce qui concerne les relations des Dinarides et des Alpes. Winckler a apporté, à ce sujet, des précisions intéressantes que Cornelius a appuyées en partie par ses travaux sur les régions sud-alpines. Winckler montre que les plis dinariques correspondant à des unités paléogéographiques dinariques de direction NE-SW, sur la bordure N des Dinarides, sont tronqués par les plis sud-alpins.

La continuité des unités paléogéographiques des Dinarides et leur parallélisme avec celles de l'Apennin, leur obliquité avec le domaine alpin, font penser que les éléments apennins et dinariques étaient réunis, au Secondaire, en une unité géographique homogène. Les éléments ophiolitiques appartenant aux Toscanides et aux Ligurides ont beaucoup de points communs avec les éléments ophiolitiques de la zone 4 de Nowack = zone I B de Kossmat (ophiolithe Schiefer-Hornstein : Bosniche Flysch-zone de Mojsisovac = Merdita de Nopcsa). On avait là des sillons parallèles évoluant sur la bordure de l'unité dinarique. Les noyaux de cette unité étaient représentés par les zones néritiques formant la partie orientale de l'Italie, les unités péri-adriatiques de la Yougoslavie et les noyaux cristallins des Dinarides.

Nous pensons devoir séparer les chaînons apennins du bloc africain pour des raisons de direction et de faciès. En effet, si les dépôts du sillon tellien sont assez profonds, ils n'offrent pas l'aspect des éléments des Ligurides, ni la composition stratigraphique des Toscanides. De plus, la direction E-W des zones

paléogéographiques de l'Afrique du Nord est nettement distincte de celle de l'unité dinarique. Une comparaison avec l'océanographie et la géographie actuelle peut apporter d'intéressants éléments pour définir la position de cette unité par rapport aux deux blocs de la Mésogée. En effet, le bloc dinarique devait, au Secondaire, se présenter dans la Mésogée sous un aspect analogue à celui de la « crête médiane-atlantique » actuelle, au S des Açores, tel que l'ont révélé les derniers travaux d'Ewing et de Tolstoy. La ride atlantique dont la largeur atteint localement 1.000 km, offre actuellement une série de dépressions parallèles ayant de 1.000 à 2.500 m de profondeur, sur des largeurs de 8 à 40 km.

Or, dans le bloc dinarique, les unités paléogéographiques, formaient des sillons subsidents de dimensions analogues. Ces sillons étaient soit des graben, soit des zones où le sial était suffisamment aminci. Elles étaient le lieu d'émission de roches éruptives formant les séries ophiolithiques. Ce type d'éruption est lié à l'existence d'une zone subsidente. *Les caractères des éruptions volcaniques sous-marines profondes*, sont liés au fait qu'à ces profondeurs, le point critique de la vapeur d'eau est atteint. Les émissions volcaniques se produisaient alors sans explosions violentes et donnent des pillow-lavas. Les roches intrusives dans les sédiments meubles sous-marins peuvent, dans de telles conditions, être grenues ou doléritiques. Nous avons pu en montrer des exemples pour les intrusions oligo-miocènes du N de la province d'Alger.

De telles conditions étaient réalisées pour les « Abyssalides » et les « Bathyalides » de Kober (zone IV de Kossmat) qui sont l'équivalent du sillon où se sont formés les dépôts des Ligurides. Le flysch de *Molise*, s'il s'est accumulé dans un sillon, n'est toutefois pas *accompagné* d'éléments ophiolithiques.

L'unité dinarique se présentait donc probablement au milieu de la Mésogée sous un aspect analogue à celui de la « crête médiane atlantique » actuelle, au milieu de l'océan Atlantique. On pourrait la nommer, au point de vue paléogéographique : *« crête médiane-mésogéenne »*.

L'origine et l'évolution d'une telle unité pose des problèmes analogues à ceux de la « crête atlantique ». H. Cloos, Hawkes, Bucher, Tolstoy ont admis que les sillons de la ride atlantique correspondraient à des graben qui se seraient formés lors de la dérive de l'Amérique vers l'W. Les sillons de la ride médio-mésogéenne pourraient avoir une origine analogue. Ils seraient apparus pendant le Permo-Trias, au moment des disjonctions

post-hercyniennes. On peut concevoir leur formation en faisant intervenir une *rotation d'ensemble* du bloc de Gondwanie. Ainsi, la formation de l'unité dinarique serait liée à un phénomène géonomique de premier ordre.

M. Rothé [1951] a discuté les liaisons de la crête atlantique avec le continent africain. D'après les travaux de cet auteur, interprétant les données sismiques de Gutenberg et après les remarques d'Ewing, on peut penser que la crête médiane-atlantique correspond à un fragment sialique du front occidental du continent africain. Elle serait reliée à ce dernier par une zone où des fragments de sial sont plus ou moins étirés.

C. *Le bloc européen.* — Le bloc européen était bordé par un talus qui devait s'étendre assez loin vers le S. Ce talus a présenté une évolution propre, autonome, pendant une grande partie du Secondaire, avec apparition de cordillères, de fosses et de géosynclinaux. Cette évolution a été remarquablement précisée notamment par les auteurs suisses, à la suite d'Argand, de Lugeon et de Staub et en France par Kilian, Haug, Termier, Schneegans, Goguel Ellenberger, Barbier, etc. Aussi, nous n'insisterons pas...

La partie épicontinentale du bloc européen offrait, dès le Secondaire, un certain nombre d'accidents analogues à ceux du talus péri-pacifique. Certains de ces phénomènes liminaires provoquaient la formation de véritables plissements du type péri-pacifique (Caucase, Chaîne cimérienne, Tatrides, plis anté-Gosau des Alpes autrichiennes (Ampferer, Cornelius), plis précurseurs des nappes helvétiques et des Préalpes, cordillères du sillon pyrénéen, etc...) (IV et V de la fig. 2). *Toutes ces déformations et plis appartiennent à la phase d'évolution mono-liminaire d'âge secondaire. Elles ont débuté après les grandes disjonctions permo-triasiques, par des évolutions autonomes sur les bordures des pièces de la mosaïque, avant tout déplacement tangentiel de ces pièces. On a là quelque chose d'analogue aux lignes de haut fond (amygdales) des zones I, III, IV du talus nord-africain.*

4. — La phase tangentielle paroxysmale.

Fig. 2.

C'est au début du Tertiaire seulement que se manifesta nettement la compression des zones péri-continentales africaine et européenne, sauf pour certaines régions intracarpathiques et alpines orientales où les effets de compression ont débuté plus

tôt. Les effets de ce « serrage » se sont échelonnés pour les autres parties des talus africain et européen entre l'Éocène moyen et l'Oligocène supérieur, qui marque la fin du paroxysme. Ces effets sont variables suivant la distance à la bordure des blocs et sont plus ou moins intenses à un moment donné, le long d'une même unité paléogéographique. Ainsi en Europe, le maximum du paroxysme a été atteint généralement au Lutétien supérieur dans la ride *pyrénéo-provençale*, dont la couverture N glissa vers le N [1], tandis que la zone axiale primaire avait tendance à des chevauchements plus ou moins marqués vers le S, sur le bassin de l'Èbre. Des plissements accessoires se produisirent vers la fin de l'Éocène, à peu près au même moment, dans la région catalane et la chaîne ibérique.

Symétriquement en Algérie, le *géanticlinal calabro-kabylo-rifain* (zone I nord-africaine) présentait, au Lutétien supérieur, un début de surélévation avec émersion de la chaîne calcaire. Il ne se cassait d'une façon accentuée qu'à l'Oligocène, et surtout dans sa partie médiane. Celle-ci eut tendance à chevaucher plus ou moins le sillon sud-kabylien vers le S (chevauchement de 7 km d'après M. Durand Delga). L'âge du paroxysme mis à part, il y a de nombreuses analogies entre le géanticlinal kabylien (zones I *b*, I *c* et I *d* de L. Glangeaud) et le bourrelet axial pyrénéen. Le long de la zone I nord-africaine, la différence entre les paroxysmes du sillon rifain, du géanticlinal kabylien et du sillon tellien, peut être due à la distance différente qui sépare ces régions de la limite du front africain (18-19-20). La zone centrale kabylienne était située à peu près à la même distance de ce front que le bourrelet axial pyrénéen.

Avant l'Aquitanien, le plissement et le chevauchement du promontoire africain a atteint son maximum d'intensité dans la région de la Sierra Nevada où le front africain arrivait en contact avec le bloc de la Meseta ibérique. Il en était de même en Calabre, où les travaux d'Ippolito montrent que le massif primaire de Sicile chevauchait vers l'W du Trias métamorphique. Le massif de la Sicile, en effet, devait entrer en contact avec la bordure de l'unité dinarique.

Comme l'a montré P. Fallot, les chevauchements dans la région bétique et à Majorque avaient lieu vers le NE, tandis qu'ils avaient lieu vers l'W, à Minorque et dans la région de Calabre.

1. Les travaux en partie inédits de MM. Gottis et Dreyfuss sur le Languedoc et ceux de l'équipe de la R. A. P. avec Mme Gubler et M. Michel montrent un parallélisme remarquable entre la bordure de l'axe primaire pyrénéen et le géanticlinal kabylien, et entre l'évolution du sillon tellien et celle du sillon nord-pyrénéen.

Nous attribuons cette différence à l'existence de panneaux découpant la bordure nord-africaine. Les panneaux 18 et 19 devaient très probablement se trouver en contact, à leur bordure E, avec des avancées du front européen ; la composante EW devait alors être dominante. Ce schéma expliquerait pourquoi l'évolution du Rif est décalée par rapport à celle de la Cordillère bétique. Une image précise et détaillée de l'évolution du Rif a été établie, grâce aux travaux de l'équipe marocaine dirigée par M. Fallot et notamment les beaux levers de M. Marçais.

Dans le S de l'Espagne, les travaux des géologues français, suisses, espagnols, hollandais ont été coordonnés par Fallot. La synthèse de M. P. Fallot [1938-1939] est un des éléments fondamentaux de l'histoire méditerranéenne. Nous renvoyons à celle-ci.

Nous indiquons seulement qu'au moment de la phase de compression anté-aquitanienne, la chaîne calcaire du Rif présente seulement une surélévation sans chevauchement important. Au contraire, du côté espagnol, le front du bloc africain a refoulé, avant l'Oligocène supérieur, les sédiments de la Mésogée sur la Meseta ibérique, en plusieurs nappes bétiques, dont le détail est encore en discussion.

Les tectoniques profondes et superposées de la mosaïque africaine. — Les observations précédentes et de nombreux autres faits font penser que la bordure crustale nord-africaine a été découpée avant le paroxysme oligocène, en différents panneaux, par de grands accidents profonds. Certains d'entre eux pouvaient avoir une origine plus ancienne (géosuture) et ont joué déjà au Secondaire. Il y a lieu de souligner que les structures que nous allons définir, ne représentent pas de simples failles. Ce sont des structures profondes, se traduisant dans la couverture par une zone de flexures, de failles parallèles avec des accidents satellites, par des relais de plis et de nombreuses manifestations superficielles variées. Nous l'avons montré pour le Jura [L. Glangeaud, 1947]. Les géologues pétroliers américains ont décrit, dans les sondages, le rôle et le mécanisme des structures superposées qui ont été mises aussi en évidence par M. Wegmann. M. Castany a étudié l'évolution orogénique de pareils mouvements en Tunisie orientale et M. Mattauer la structure transversale de Teniet-el-Haad.

Nous ne décrirons ici que les structures profondes fondamentales de 3e ordre, à l'échelle mondiale. Les unes (directionnelles) sont sensiblement parallèles à la côte et de direction générale

EW ; elles correspondent aux unités paléogéographiques d'âge secondaire, ayant joué pendant une partie du Secondaire. D'autres (transversales) sont obliques par rapport aux précédentes et peuvent être dues à d'anciennes structures primaires ou précambriennes du socle ayant rejoué au moment des plissements alpins.

Nous décrirons donc d'abord les *structures transversales* (fig. 2), mal connues jusqu'à présent, et nous donnerons quelques renseignements complémentaires sur les *structures directionnelles* dont la plus grande partie a été mise en évidence par les travaux antérieurs :

Structures transversales : f) Une *transversale silico-calabraise* de direction N-S sépare probablement les blocs primaires de la Calabre et de Messine de celui de la Sicile. Elle est jalonnée par les îles Lipari et l'Etna. Le détroit de Sicile en serait un satellite à l'échelle de 4e ordre.

g) La ou les *transversales complexes sicilo-tunisiennes* dont le dernier rejeu date de la fin du Tertiaire, ont provoqué le décalage existant entre les unités tunisienne et sicilienne.

h) La *transversale Zaghouan-Karouan* a été bien étudiée et mise en évidence par M. Castany dans sa thèse [1951] et ses travaux antérieurs [1948-1950]. Nous renvoyons à ceux-ci.

i) Une *transversale* passe peut-être par le Kef. Les travaux ultérieurs et notamment ceux de Dubourdieu pourront en confirmer ou en infirmer l'existence.

k) La *transversale de Souk-Ahras-Batna* est jalonnée par les puissantes intrusions triasiques, les gîtes métallifères et les venues hydrothermales au NE de la province de Constantine : elle passe par le Djebel Guèssa, le Dj. Bou Khrezara, Souk Ahras, Aïn Fakroun, Batna, Mac-Mahon, El Outaya. Cet accident oblique se prolonge probablement vers le N par les éruptions de la Galite. Cette transversale paraît avoir joué un rôle important en séparant les blocs tunisien et algérien qui ont évolué avec une certaine indépendance.

l) La *transversale de Constantine* passe par le col des Oliviers, se dirigerait vers Constantine, le Dj. Felten, Telergma, le chott d'El Merdja, passerait par Constantine et la région de Barika. Elle séparerait les Dj. Fourhal et Messaouda et correspondrait probablement à l'affleurement miocène séparant le Dj. Bou Zokra. du Dokrane. Cet accident limiterait vers le SE, l'anticlinorium Hodna-Chellala-Nador. Il n'est pas possible actuellement de préciser si c'est le 5e ou le 6e accident oblique qui se prolonge vers le S dans le Sahara, suivant une direction NS, entre Guerrara

et Gardhaia où les prospections géophysiques de Schlumberger ont mis en évidence un important graben. Les études de MM. André et Gustave Cornet donneront bientôt tous les renseignements nécessaires sur la tectonique de cette partie de l'Atlas saharien.

m) La *septième transversale* est moins bien caractérisée. Elle passe d'abord au Sud de Bougie où elle est jalonnée par des failles, les massifs éruptifs oligocènes et miocènes de l'Oued Amizour et les lignes d'intrusion granitiques aboutissant au cap Tichi [L. Glangeaud, 1926]. Elle se prolonge vers le SE dans une série de cassures satellites ayant donné les écailles si particulières de la Kabylie des Babors, étudiées par MM. Ehrmann et Lambert. Ces cassures seraient relayées au S de la chaîne des Biban par un faisceau d'accidents (plissements et dislocations) obliques, étudiés par M. Caire dans la région de Mansourah-les-Biban : plis de la zone subbibanique (O. Tazdart, Mzita), faille des Azerou, bombement complexe Kef Kherat-Dj. Choukchot, faille d'El Hamra. Peut-être devrait-on rattacher en outre à cette transversale, la fosse où se sont empilées les nappes de Sidi Aissa qui ont fait l'objet d'études très précises d'une équipe de géologues pétroliers. De là, elle passerait entre les Zahrez Rharbi et Chergui.

n) La *transversale de Boghari* [1] borde à l'E la Mitidja et le bassin de Médéa. Au S de Boghari, elle traverse l'anticlinal Nador-Chellala et limite très probablement le chaînon subméridien d'Alleg qui se détache dans l'Atlas saharien. Cette structure sera décrite dans les travaux inédits de M. Guillemot.

o) La *transversale Tipasa-Oued Djer-Teniet-el-Haad* est fort bien définie. Au N, elle correspond à l'ennoyage orthogonal de l'Oued Djer, décrit dans ma thèse. Il marque la terminaison occidentale de la Mitidja et la terminaison orientale du Chenoua, de l'Atlas césaréen et du Zaccar. Dans cette première partie, septentrionale, elle se manifeste par une flexure transversale. Plus au S, dans la région de Teniet el Haad, les beaux travaux de M. Mattauer ont mis en évidence une zone de fractures remarquables NE-SW prolongeant l'accident en question et recoupant obliquement les plis EW de l'Atlas tellien.

Vers le S, cette zone de fractures me paraît influencer, à l'W, la zone de subsidence de Tiaret, qui est mise en évidence par les anomalies isostatiques négatives de la carte de M. Lagrula. Elle borderait, à l'E, l'anticlinorium du Hodna-Chellala-Nador. De là,

1. Après la présentation de cette note, M. Guillemot a été d'accord avec moi pour que je cite cette transversale et l'ajoute sur la carte.

elle se dirigerait vers le S à travers l'Atlas saharien dont elle provoquerait un des relais principaux.

Cette géosuture Tipasa-Teniet pourrait fort bien se prolonger, au N dans la Méditerranée, à travers le talus nord-africain et passer entre Minorque et Majorque. Les beaux travaux de M. P. Fallot ont montré que ces deux îles ont évolué de façon différente. Une telle fracture expliquerait ce phénomène.

p) La *transversale Tafna-Magoura* passerait à l'E des monts des Traras. Elle marque la limite vers l'W du chaînon d'Oran et du sillon de la Mina. Elle est jalonnée par les massifs volcaniques des Dj. Habibas, du cap Figalo, d'Aïn Temouchen, de Beni Saaf. Au S, elle se manifeste très probablement par les alignements de relais de plis et de dislocations, mises en évidence par M. Lucas, dans sa thèse, depuis Tafesserra, Ben Chef Caïd, jusqu'au S de Magoura, en passant par le Dj. Tenouchfi. Elle limiterait, à l'E, le promontoire des Beni Snassen, que j'avais défini dans ma synthèse de 1932 [1].

D'autres structures transversales paraissent exister au Maroc [2].

Structures directionnelles. — Nous avons insisté sur les structures transversales, car elles étaient peu ou pas connues. Au contraire, nous avions décrit en détail, antérieurement, les structures EW (*a*, *b*), car elles constituent un élément de liaison essentiel entre les différentes pièces de la mosaïque nord-africaine. Nous devons ajouter aux unités, déjà décrites, la zone sud-tellienne (*b*, zone V) qui a présenté une subsidence maximum pendant l'Éocène (bras de mer sud-tellien), la zone VI où l'aire anticlinale Nador-Chellala-Hodna borde au S l'Atlas tellien et le sépare dans le Hodna de l'Atlas saharien. Plus au S, les travaux de MM. A. Cornet, Galmier et Dudresnev ont souligné l'importance de la flexure bordant au N l'Atlas saharien (*a*) qui jouerait un rôle aussi fondamental que la flexure sud-saharienne (*e*) connue depuis longtemps.

Les géosutures africaines délimitant les pièces de la mosaïque africaine que nous venons de définir, ont joué à différentes époques des temps géologiques et notamment au moment du paroxysme oligocène. Elles sont accompagnées par un réseau de petites failles satellites de 4e et 5e ordre, dues aux mouvements

1. Au cours d'une conversation postérieure à la présentation de cette note, M. Gauthier m'a précisé que ses travaux de 1936 pourraient confirmer une telle hypothèse.

2. La carte gravimétrique du Maroc que M. Marçais, d'accord avec M. Fallot, a bien voulu me communiquer après la présentation de cette note, montre notamment d'une façon très nette l'existence de la transversale de la Tafna-Magoura et du sillon rifain.

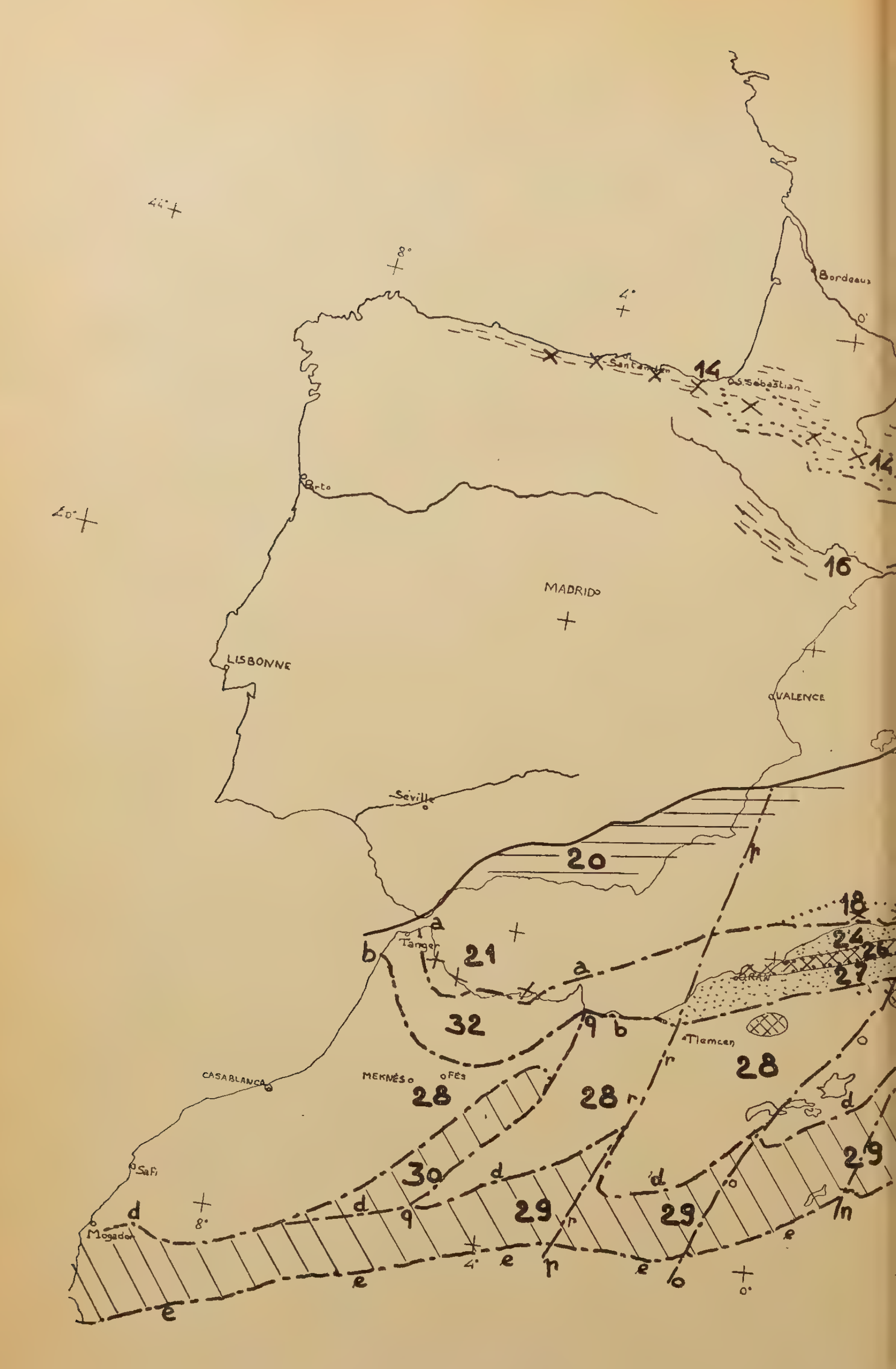


FIG. 2. — Schéma structural de la Méditerranée occi

(Voir la s



l'Oligocène, après la phase de compression maximum.
, page 754.)

relatifs des compartiments. De tels réseaux de failles de torsion ont été mis en évidence par M. Mattauer dans la région de Teniet el Haad et par M. Guillemot dans celle de Boghar (renseignements inédits). L'étude détaillée de ces réseaux de failles donnera des renseignements sur l'histoire des différents panneaux limités par les géosutures de 3e ordre. Nous avons observé, au Kef Irhoud, plusieurs phases successives : Éocène supérieur, fin de l'Oligocène et après le Miocène inférieur.

Le contact Alpes-Dinarides. — Au NE du promontoire africain, l'unité dinarique paraît avoir subi un mouvement relatif d'ensemble vers l'WNW, repoussant devant lui, à l'W et au N, comme un coin qui s'enfonce dans le bois, les sédiments de la Mésogée et la bordure du talus sud-européen.

A l'intérieur de ce bloc dinarique, les différents panneaux différenciés au cours du Secondaire eurent des réactions individuelles impo-

---

Suite de la légende de la figure 2.

A : talus sud-européen et dépôts mésogéens (nappes penniques et austro-alpines). Talus nord-africain donnant les nappes supérieures de la chaîne bétique et de Majorque : Primaire calabrais chevauchant le Mésozoïque apennin.

B : Unité dinarique avec ses différentes zones. — 1 : zone ophiolitique. — 2 : nappe de Durmitor (zone IV A de Kosmat). — 3 : zone du haut Karst croate et du N de l'Albanie. — 4 : zone istrio-dalmate (I B de Kosmat). — 5 : zone adriatique. — 6 : zone orientale italienne apulo-garganique. — 7 : flysch de Molise. — 8 : zones des Abruzzes. — 9 : fosse ligurienne. — 10 : zone des Toscanides avec recouvrements des Ligurides et fossé du Macigno. — 11 : talus correspondant aux nappes penniques et austro-alpines. — 12 : nappes helvétiques et Préalpes. — 13 : massif corso-sarde. — 14 : zone axiale pyrénéenne et plis pyrénéo-provençaux. — 15 : graben oligocènes rhénan, rhodanien et auvergnat. — 16 : plis d'âge éocène supérieur de la région catalane et de la chaîne ibérique. — 17 : Jura. — 18 : géanticlinal kabylien. — 19 : plis anté-burdigaliens de Majorque. — 20 : nappe anté-burdigalienne et bétique et Sierra Nevada. — 21 : massif primaire rifain, chaîne calcaire et Kabylie. — 22 : zone de Palerme. — 23 : massif primaire de Calabre. — 24 : sillon sud-kabylien. — 25 : sillon tellien. — 26 : géanticlinal du Chéliff. — 27 : sillon de la Mina. — 28 : Meseta marocaine et zone tabulaire des Hauts-Plateaux. — 29 : Atlas saharien. — 30 : Moyen Atlas. — 31 : Atlas sud-tunisien.

C : Atlas saharien. — D : plis pyrénéo-provençaux. — E : plis telliens. — F : graben oligocènes. — G : zones anticlinales en Algérie. — H : front africain et limite de la zone épi-continentale européenne (voir texte). — I : limite de l'unité dinarique. — J : limite de la mosaïque africaine (accidents directionnels et transversaux : *a*) limite S du bourrelet calabro-kabylo-rifain ; *b*) limite S du sillon rifain et du sillon tellien ; *c*) limite S des faciès centro-siciliens en Sicile ; *d*) flexure N de l'Atlas saharien ; *e*) flexure S de l'Atlas saharien ; *f*) transversale sicilo-calabraise ; *g*) transversale tunisienne ; *h*) transversale du Sahel tunisien ; *k*) transversale de Batna ; *l*) transversale de Constantine ; *m*) transversale des Babors ; *n*) transversale de Boghari ; *o*) transversale de Tipasa-Teniet ; *p*) transversale de Tafna-Magoura ; *q*) transversale de la Moulouya. — K : limite des unités paléogéographiques de l'Unité dinarique (voir numéros plus haut). — L : zones de surélévation importante au cours du Nummulitique en Afrique du Nord et en Europe.

sées et dirigées par les grandes dislocations profondes antérieures. Ainsi sont apparues les unités structurales de direction NW-SE, qui sont les nappes balkaniques, notamment la nappe de Durmitor, les écailles péri-adriatiques et istriennes de la bordure du bloc dinarique.

Au contact même du talus européen, la bordure de l'unité dinarique offre des réactions différentes de celles qui se manifestent à l'intérieur du bloc. En effet, le contact direct avec le talus européen fait sentir ici son influence. Sur la limite, les bombements complexes qui en résultent ont joué au cours des déformations postérieures. Dans les Alpes méridionales, les glissements post-paroxysmaux, vers le S, ont fait notamment l'objet de travaux récents de M. de Sitter, de M. Fallot et de leurs élèves auxquels nous renvoyons.

Le bloc européen. — Nous ne dirons rien en ce qui concerne la structure des nappes penniques et austro-alpines. Ce sujet a donné une littérature trop remarquable et abondante pour que nous puissions l'évoquer, même sommairement dans cette modeste mise au point. Toutefois, il nous paraît nécessaire de souligner un fait bien connu. La compression maximum de la bordure sud-européenne atteint son maximum à la fin de l'Oligocène, depuis Gibraltar jusqu'à Vienne. Elle aurait donc été précédée de peu par les phénomènes de distension qui ont amené la formation des graben rhénans, rhodaniens et auvergnats qui a débuté à l'Oligocène inférieur.

La question se pose de savoir s'il n'y a pas eu ainsi, *avant la pression alpine majeure*, une phase de distension à échelle géonomique, existant sur l'ensemble du bloc européen et due, par exemple, à l'accentuation de la dérive vers l'W. Cette dérive aurait été plus marquée pour le bloc adriatique que pour le bloc européen, d'où le mouvement relatif du premier par rapport au second.

Une deuxième interprétation admettrait au contraire, avec Argand, un synchronisme rigoureux entre la formation des graben de l'avant-pays européen et le paroxysme. Ces graben seraient dus à des réactions verticales intervenant dans un grand pli de fond provoqué par la poussée alpine. Or, ces dislocations sont de direction NS. Elles se sont fait sentir même loin de la poussée alpine, par exemple, entre l'Angleterre et l'Irlande. Elles ont une répartition qui paraît quasi indépendante de celle-ci. On peut aussi mettre en évidence de tels phénomènes de distention entre l'Éocène supérieur et l'Aquitanien en Afrique du Nord et d'autres régions du globe. La note de M. Mattauer souligne notamment que les failles et plis sont d'âge différent dans la transversale de Tiaret.

5. — La phase post-paroxysmale.

Fig. 3.

Nous n'envisagerons principalement que les phénomènes se manifestant entre le Pontien et le Quaternaire. Si l'on examine les cartes d'anomalies isostatiques de Coster et de Lagrula, com-

plétées par les recherches d'autres auteurs, on y constate la présence de bandes d'anomalies négatives faciles à interpréter (fig. 3). Elles correspondent à des graben ou sillons très accentués, dont les plus remarquables sont l'anomalie du S de la Sardaigne, la fosse apulo-garganique et son prolongement vers le NW.



Fig. 3. — Principales zones ayant subi des déformations et plissements importants après le Burdigalien.

1 : principales zones subsidentes et fosses d'effondrement, correspondant généralement à des anomalies négatives de — 20 mg. — 2 : zones à fortes anomalies positives (supérieures à + 40 mg) d'après Coster et Lagrula. — 3 : zone de plissements et de déformations après le Burdigalien, sans spécification particulière. — 4 : chevauchements importants post-burdigaliens (nappes sud-rifaines, nappes sub-bibaniques, écailles nord-tunisiennes). — 5 : failles importantes post-burdigaliennes. — 6 : plis plio-quarternaires (coins composés de Migliorini en Italie, chaîne du Sahel tunisien de Castany). — 7 : zone de surélévation importante, post-helvétienne. — 8 : dislocations anté-burdigaliennes ayant rejoué après le Burdigalien.

Cette dernière a, en Italie, une direction NW, conforme à la direction générale de l'unité dinarique. Elle prend une direction SW au S de la Calabre et indique ainsi un mouvement important du front africain.

Non moins remarquables sont les fossés d'effondrement plio-quaternaires, avec anomalies négatives, du Sud tunisien et de l'Est algérien. Ils ont d'abord été décrits en Tunisie par M. Cas-

tany. Le prolongement des fosses tunisiennes a été ensuite reconnu dans l'Est algérien par MM. Dubourdieu et Durozoy. La séparation de la Sicile et de la Tunisie est soulignée par une telle bande d'anomalies négatives.

Il est à noter que ces graben intéressant le Pontien et le Quaternaire sont provoqués par des effondrements atteignant et dépassant plus de 400 m pour le Quaternaire et de 500 pour le Pliocène.

Il en est de même pour les ondulations synclinales de la Mitidja et du Chélif dont nous avions montré, depuis 1927, *l'âge post-astien* de la dernière subsidence. Le cas de la plaine du Pô est encore plus net, car on y a observé une descente de 1.000 m pendant le Quaternaire et de 1.500 m pendant le Pliocène (Selli : Di Napoli). Cet affaissement a dû s'accompagner d'une surélévation des Alpes. On peut donc se demander si ce mouvement n'a pas déclanché des « nappes de glissement » qui seraient en cours d'évolution sur le bord N des fosses.

Ne serait-ce pas, par de tels affaissements des zones sud-telliennes et par la surélévation de l'Atlas tellien, que l'on devrait expliquer aussi la formation des nappes de glissement sub-bibaniques et peut-être le déplacement final des nappes du Rif ? Les nappes de glissement des « argiles scagliose » auraient une origine de ce genre, suivant le mécanisme admis par les auteurs italiens (Migliorini, Signorini).

L'effet tectonique le plus important des phases post-burdigaliennes s'est produit dans le S du Rif, dont les grands chevauchements vers le S, formant de véritables nappes, dépassent plusieurs dizaines de kilomètres d'après les travaux de MM. Fallot et Marçais. L'histoire détaillée de la propagation des ondes de plissement et de glissement de part et d'autre du détroit de Gibraltar, faite par M. Fallot, permet de suivre l'action périphérique de la grande zone d'anomalies positives séparant l'Afrique de l'Espagne.

En Algérie, l'équivalent des chevauchements sud-rifains est représenté, avec une intensité moins grande, par une grande zone de dislocation et de déformation post-burdigaliennes, passant à la limite S de l'Atlas tellien. On peut en trouver des manifestations dans les régions de Mascara, Tiaret, Teniet el Haad, Sidi Aissa, Bordj Bou Arreridj, Toqueville, les écailles du Zdim et du Messaoua ; elle se raccorde au S de Constantine avec les transversales que nous avons définies plus haut. C'est le long de cette zone sud-tellienne que se produisent les dislocations complexes d'âge miocène et les nappes de glissement d'âge post-burdigalien,

replissées par des déformations tardives mio-pliocènes, qui ont fait l'objet de travaux de M. Caire [1951].

Les géologues qui étudient actuellement cette région apporteront certainement des documents de première importance sur la zone sud-tellienne et son histoire. Elle nous paraît devoir être reliée à une flexure importante du socle nord-africain, à la limite de l'Atlas tellien et des unités plus méridionales. Elle se manifeste au point de vue géophysique, dans la carte gravimétrique de M. Lagrula, par le passage rapide de la zone des anomalies positives de la région tellienne, aux anomalies négatives de la zone sud-tellienne. Dans cette région, l'aire anticlinale Nador-Chellala-Hodna, décrite précédemment (p. 743), a été disloquée au Miocène, notamment sur sa bordure, en donnant des dépressions subsidentes, comme le monoclinal de Msila. Au S de l'Atlas tellien, les nappes de glissement post-burdigaliennes se sont empilées dans la dépression de Sidi Aissa.

Symétriquement, au N des Alpes, c'est pendant et après le Pontien que se sont produits les plissements les plus importants du Jura. Ils sont ainsi nettement postérieurs au maximum de la compression alpine, d'âge oligocène supérieur, et postérieurs à la formation des graben rhénan et rhodanien d'âge oligocène inférieur et moyen. Le Jura externe, comme nous l'avons montré, doit plus aux jeux de relaxation post-paroxysmaux, avec glissement de couverture par panneaux, qu'à la compression paroxysmale alpine. Ces accidents postparoxysmaux sont indépendants des unités structurales antérieures et les coupent obliquement.

Si nous reportons sur la carte les zones affectées par de tels mouvements, on est frappé de constater que celles-ci entourent les grandes zones d'anomalies positives, mises en évidence par les travaux de Coster, Cassini et Marty, pour la Méditerranée et par ceux de Lagrula pour l'Afrique du Nord. Sur le pourtour de ces zones, les phénomènes de compression agissant obliquement sur l'ensemble de la croûte, donnent des accidents d'un type spécial tels que les « coins composés », décrits par Migliorini et l'école italienne et les structures spéciales de la Tunisie orientale mises en évidence par Castany. Les travaux de l'école italienne, dans les Abruzzes, avec Segre-Demougeot et dans l'Apennin du Nord, avec Ippolito et Trevisan, ont montré l'évolution particulière des régions soumises à des effets de ce genre. Notamment, l'étude de l'île d'Elbe, faite par Trévisan, modifie, d'une façon remarquable, l'interprétation tectonique de cette île.

A l'E d'une ligne passant par la vallée du Rhône, Minorque et Alger, se trouve le maximum d'anomalies isostatiques posi-

tives. Or c'est aussi dans cette région que les effets tectoniques sont maximum. C'est à l'W de cette ligne qu'apparaît nettement, entre les Atlas tellien et saharien, une zone intercalaire peu plissée formant la Meseta sud-oranaise et les différents noyaux qui se terminent au Maroc par la Meseta marocaine.

De telles zones à anomalies positives et les phénomènes qui les accompagnent peuvent être expliqués de différentes manières, suivant qu'on fait intervenir des courants de convection, des phénomènes de tension crustaux ou des montées simiques. Il est, pour le moment, prématuré de préciser définitivement le mécanisme géophysique de ces anomalies, mais il est un fait incontestable, c'est qu'elles sont entourées par une bordure ayant subi d'importantes déformations à la fin du Miocène et pendant le Plio-Quaternaire.

Tout cet ensemble de phénomènes amène à penser qu'on a là de vastes mouvements sous-crustaux intra-méditerranéens dus à des courants de convection ou à toute autre cause profonde, provoquant le déplacement du sima profond. De tels déplacements profonds pourront produire, sur les zones d'anomalies positives, un vaste étirement du sial compensé à leur périphérie par un épaississement de la croûte sialique, se traduisant par des anomalies négatives.

Ces phénomènes profonds ponto-quaternaire et miocène moyen seraient ainsi complètement différents et quasi indépendants des phénomènes de compression anté-miocènes qui les ont précédés. En se superposant à ceux-ci, ils ont ajouté, à la complexité déjà si grande de la mosaïque méditerranéenne, un élément supplémentaire. Ils la rendent ainsi particulièrement difficile à décrypter malgré l'abondance des travaux de grande valeur publiés sur cette région.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE[1]

Argand, E. (1924). — La tectonique de l'Asie. *C. R. XIIIe Congr. géol. intern. Bruxelles*, 1er fasc., p. 171-372.

Aubert, D. (1949). — Le Jura. *Geol. Rundschau*, Bd 37, p. 2-17.

Beneo, E. et L. Trevisan (1950). — *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 68.

Bijlaard, P. (1936). — *Trav. Ass. intern. Géodésie*, vol. 13, Edinburgh.

Blumenthal, M. (1929). — Geologische Beobachtungen auf Sizilien (Monti Peloritani). *Ecl. geol. helv.*, vol. 22.

1. Cette bibliographie ne comporte que les travaux récents importants, intéressant la Méditerranée occidentale. Pour l'Afrique du Nord, voir en outre, la bibliographie de Blondel (1941) et celle contenue dans la thèse de Glangeaud [1932].

BOURCART, J. (1938). — Les flexures continentales. *B. S. G. F.*, (5), VIII, p. 393-474. 16 fig.
BOWIE, W. (1927). — Isostasy. New-York, E. P. Dutton et Co., 275 p.
BUCHER, W. (1950). — Megatectonics and geophysics. *Trans. amer. geophys. Union*, vol. 31, n° 4, p. 495-507.
BUCHER, W. (1950 *b*). — *Ibid.*, vol. 32, n° 4, p. 514-517.
CASTANY, G. (1948). — Les fosses d'effondrement de Tunisie. Géol. et Hydrol. *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, sér. III, n° 3.
— (1949 *a*). — Phénomènes de subsidence plio-quaternaire en Tunisie. *Bull. Soc. Sc. nat. Tunisie*, t. II, fasc. 1, p. 4-11.
— (1949 *b*), — Remarques sur l'évolution structurale de quelques plis de Tunisie orientale. *Ibid.*, t. II, fasc. 4, p. 143-148.
— (1951), — Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse. Paris.
CIZANCOURT, H. DE (1948). — *CR. Ac. Sc.*, t. 226 p. 2164-2166.
— (1951). — Deep tectonics and isostasy. *Journ. Geol.*, vol. 59, n° 1, p. 39-59.
CLOOS, H. (1948). — Grundschollen und Erdnähte. *Geol. Rundschau*, H. 2, Bd. 35, p. 133-154.
COLLET, L. W. (1938). — *B. S. G. F.*, (5), VIII, p. 737-753, pl. XLV-XLVI, 6 fig.
COULOMB, J. (1945). — *Ann. Géophys.*, vol. I, p. 244-255.
COSTER, H. P. (1945). — The gravity field of the western and central Mediterranean. Diss. Utrecht (W. Uitgevers-Maat, Groningen; Batavia).
DAL PIAZ, G. (1945). — La Genesi delle Alpi. *Atti. R. Ist. Ven. Sc. lett. e arti Torino*, vol. CIV, Venise.
DEMANGEOT, J. (1949). — *Atti. Ac. Lincei, R. C. cl. Sc. fis., mat. e nat.*, ser. VIII, vol. VI, fasc. 6, p. 734-740.
EWING, M., J. L. WORZEL, J. B. HERSEY, F. PRESS et G. R. HAMILTON (1950). — *Bull. seismol. Soc. America*, vol. 4. n° 2, p. 233-242.
FALLOT, P. (1932). — *B. S. G. F.* (5), II, p. 535-552, 7 fig.
— (1941). — *CR. Ac. Sc.*, t. 212, p. 556, 648, 708, 923, 995.
— (1948). — Les cordillères Bétiques, *Est. Geologicas*, n° 8, p. 83-172.
GLANGEAUD, L. (1932). — Thèse Sciences Paris, 627 p. et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., n° 8, 608 p. Le Bulletin ne contient pas le chapitre sur les Unités structurales de l'Atlas nord-africain paru dans la thèse. Le chapitre a reparu en 1933, dans *Bull. Soc. linnéenne Bordeaux*. Mars. 1932, t. XXXV, 48 p., 13 fig., 2 pl.
— (1939). — *C. R. A. F. A. S. Liége*, p. 495.
— (1947 *a*). — *Revue scientifique*, fasc. 18, p. 1107-1120.
— (1947 *b*). — *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 73, p. 57-94.
— (1949 a). — Interprétation thermodynamique des phénomènes orogéniques actuels et tertiaires. *Ann. Sc. et Lit. Franche-Comté, Bull. Univ. Besançon.*
— (1949 *b*). — XXIe Congr. intern. Philosophie scient. Section Epistomologie. Paris, Hermann, vol. I, p. 121-139.
— (1951 *a*). — *Trans. amer. geophys. Union*, vol. 32, n° 4, (colloque d'Herschey, 1950), p. 521-533.
— 1951 *b*). — Congr. Union géophys. intern. Bruxelles. Résumé *in Ann. Géophys.*, fasc. 7, n° 5.

GLANGEAUD, L., A. CAIRE et M. MATTAUER (1950). — *B. S. G. F.* (5), XX, p. 479.
GLANGEAUD, L. et D. SCHNEEGANS (1947). — *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 73, p. 131-146.
GOGUEL, J. (1936). — *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, p. 1-360, 2 pl. Thèse Sciences.
— (1943). — *Ibid.*, p. 6-514.
— (1944). — *B. S. G. F.*, (5), XIV, p. 201-218, 7 fig.
— (1948). — Essai d'interprétation de la Prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné. *Publ. Bur. Rech. géol. et géophys.*, n° 6, p. 3-79.
GUTEMBERG, B. (1939). — Internal constitution of the earth. Physics of the earth, vol. 7, Washington National Research Council. New-York, Mc. Graw-Hill Book Cy, p. 345 à 360.
— *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 54, p. 473-498, 3 pl., 3 fig.
— (1951). — *Ibid.*, vol. 62, p. 472-440, 1 pl., 5 fig.
GUTENBERG, B. et C. F. RICHTER (1948). — *Geofis. pura e appl.*, Milano, vol. XII, fasc. 3-4, 4 p.
— (1949). — Seismicity of the earth. Princeton, Univ. Press.
HERMANN, F. (1927). — *CR. Ac. Sc.*, t. 185, p. 1204-1206.
— (1938). — Note illustrative per la carta geological dell Alpi nord-occidentali. Milan, U. Allegretti di Campi.
HESS, J. H. (1951). — *Trans. amer. geophys. Union*, vol. 32, n° 4, p. 528-531.
IPPOLITO, F. (1948-49). — *Memorie e note Ist. Geol. appl., Univ. Napoli*, vol. II, p. 17.
— (1949-50). — *Ibid.*, vol. III, p. 49-95.
KOSSMAT, F. (1937). — *Sitz.-Ber. Preuss. Ak. Wiss. Phys.-math. Kl.*, Bd. 24.
KUENEN, Ph. (1936). — *Leidsche Geol. Meded.*, vol. 8, p. 169.
LAGRULA, J. (1951). — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 4e sér., Géophysique, n° 2, p. 8-114.
LUGEON, M. et E. ARGAND (1906). — La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. *CR. Ac. Sc.*, t. 142, p. 1107.
MATTAUER, M. (1951). — *Ibid.*, t. 233, p. 1643-1745.
MIGLIORINI (1948). — *Publ. Centro Studi Geol. Appennino*, fasc. 1, n° 1-4, p. 29-142.
— (1947). *Bol. Soc. geol. Ital.*, vol. 64 (1945), p. 46.
PELLISSIER, M. L. (1939), — Rapport sur les croisières gravimétriques en Méditerranée occidentale des sous-marins français. *Union géol., géophys. intern.*, Washington, 1939.
RITTMANN, A. (1942). — Zur Thermodynamik der Orogenese. *Geol. Rundschau*, Bd. 33.
ROTHÉ, J. M. (1941). — La séismicité des Alpes occidentales. *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, t. III, 3e part. Géophysique, 1938, 105 p. (p. 1 à 105).
— (1947). — *Revue scientifique*, fasc. 7, p. 401-408.
— (1951). — La structure de l'Atlantique. *Ann. Geofisica*, Roma, vol. IV, n° 1, p. 28-41.
— (1950). — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 4e sér., Géophysique, n° 3, p. 3-40.
SEGRÉ, A. G. (1950). — Centr. Sc. geol. Ricerca Scient. (Roma).
SELLI, R. (1949). — *Atti VIe Cong. Naz. Metano*, Padova, p. 515.

SIGNORINI, R. (1940). — *Ac. It. R., C. cl. Sc. fis. mat. e nat.*, ser. 7, vol. 1, p. 370, Roma.
SITTER, L. U. (1947). — Antithesis Alpes-Dinarides. *Geol. en Mijnbow*, 9e Jg., n° 1.
— (1949). — *B. S. G. F.*, (5), XIX, p. 617-621.
STAUB, R. (1932). — *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zurich*, Bd. LXXXVII.
— (1933). — *Ibid.*, Bd LXXVIII.
STAUB, R. (1934). — *Ibid.*, Bd LXXIX, p. 471-474, I pl.
— (1948). — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd XXVIII.
— *Ecl. geol. helv.*, vol. 42, n° 2.
STILLE, H. (1926). — *C. R. XIVe Congr. géol. intern. Madrid.*
— (1927). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, Math. Phys. Kl., Neue Folge, t. XII, H. 3, p. 1-62, 7 fig.
— (1937). — *Geol. Rundschau*, Bd 28.
TEICHMULLER, R. (1932). — Der Apenninflysch und seine Probleme. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Math. Phys. Kl.
TOLSTOY, I. (1951). — Submarine topography in the North Atlantic. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 62, p. 441-450.
TREVISAN, L. (1950). — Pubb. ediat con un contributo della sezione di Pisa del centro di studi per la geologia dell'Appennino del consiglio nazionale dell Ricerche, p. 4-39.
UMBGROVE, J. H. F. (1947). — The pulse of the earth. 2e éd., La Haye, Martinus Nijhoff, 358 p.
— (1948 *a*). — The root of the Alps. *Proceedings*, vol. LI, n° 7.
— (1948 *b*). — Origin of the Jura Mountains. *Kon. Nerderlandsche Ak. Wetenschappen*. Repr. from *Proced.*, vol. LI, n° 9, 16 p.
VAN BEMMELEN, (1933). — The undation theory of the development of the earth's crust. *Rep. 16 th. Intern. Geol. Cong.*, vol. 2. p. 965-982.
— (1950 *b*). — Gravitational tertogenesis, *Geol. en Mijbow*, vol. 12, p. 351-361.
VENING MEINESZ, F. A. (1948). — Major tectonic phenomena and the hypothesis of convection currents in the earth. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, vol. CIII, p. 191-207, pl. XII.
— (1950). — *Inst. r. colonial belge, Bull. Séances*, t. XXI, 2, p. 539-552.
— (1951). — *Trans. amer. geophys. Union*, vol, 32. n° 4, p. 531-533.
WIJKERSLOOTH, P. (1934). — Dissertation. Amsterdam.
WIDENMAYER, C. (1947). — Vortr. V. S. P. Fribourg, 14, Jahresvers. Bull.
WINKLER, A. (1926). — Dinariden und Alpen. *C. R. XIVe Congr. géol. intern. Madrid*, 4e fasc., p. 2009.

P.-S. — Nous n'avons pu tenir compte de l'important travail de STAUB, *Ecl. geol. helv.*, 1951, paru après la rédaction de cette note. Il aboutit à des résultats concordants sur des points importants.

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
(Nouvelle Série)

Tome XXVIII, 1949.

1-3. — N° 60. — M. Vigneaux, *Révision des Bryozoaires néogènes du Bassin d'Aquitaine et essai de classification*, 11 pl., 154 p. . . . . fr. 2.000

4. — N° 61. — V. Kovenko, *Gîtes de chromite et roches chromifères de l'Asie Mineure* (*Turquie*), 2 pl., 45 p. . . . . fr. 450

Tome XXIX, 1950.

1-3. — N° 62. — B. Gèze, *Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales*, 7 pl., 6 hors-texte, 215 p. . . . . fr. 1.500

Carte géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales au 1/200.000 avec notice explicative. . . . . fr. 1.000

4. — N° 63. — A. Ten Dam, *Les Foraminifères de l'Albien des Pays-Bas*, 4 pl., 66 p. . . . . fr. 850

Tome XXX, 1951.

1-2. — N° 64. — Mme de Cizancourt, *Grands Foraminifères du Paléocène, de l'Éocène inférieur et de l'Éocène moyen du Venezuela*, 6 pl., 68 p. . . . . fr. 1.200

3-4. — N° 65. — E. Basse et M. Perrodon, *Macrocéphalitides du SW de Madagascar*, 7 pl., 100 p. . . . . fr. 1.850

Tome XXXI, 1952.

1-4. — N° 66. — R. Hoffstetter, *Les Mammifères pléistocènes de la République de l'Équateur*, 8 pl. . . . . fr. 2.800
en souscription

TABLES GÉNÉRALES DU BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

1re série, 1830-1842 . . . . fr. 300

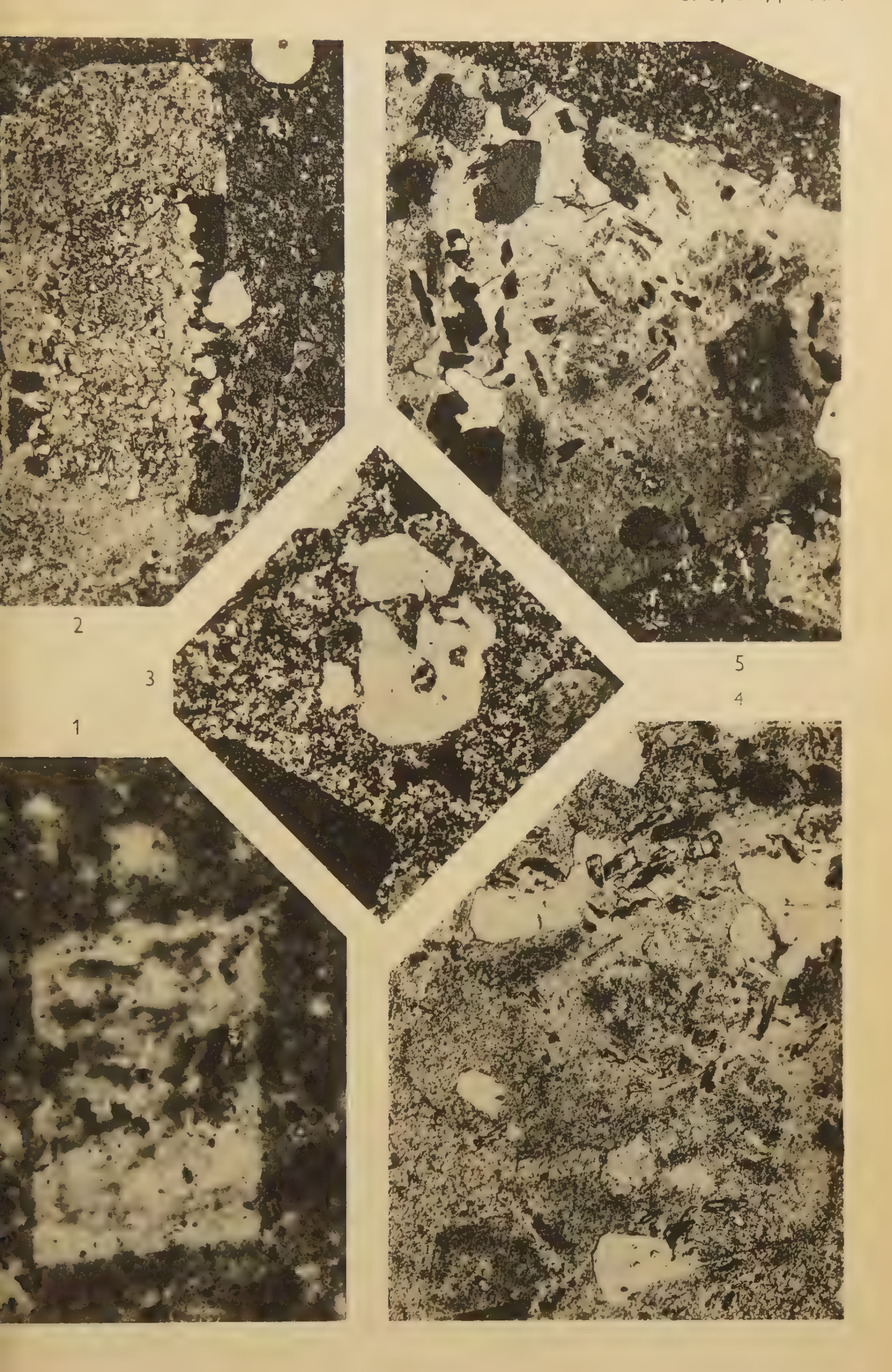
2e série, 1843-1872 . . . . fr. 500

3e série, 1872-1900 . . . . fr. 750

4e série, 1901-1930. . . . . fr. 1.000

5e série, 1931-1950. . . . . en souscription. . . fr. 2.200

Prix de souscription aux membres de la Société. . . . . fr. 1.600


2
3
1
5
4

Bull. Soc. Géol. de France

S. 6; t. I; pl. XXI



Cl. Serv. Photo Géologie E.N.S


1 a
3
1 b
1 c
1 d
2 a
2 b
4

Note de † J. MORELLET et M. TERS

Bull. Soc. Géol. de France

S. 6.; t. I; pl. XXIII a

1 b

1 a

1 c

2

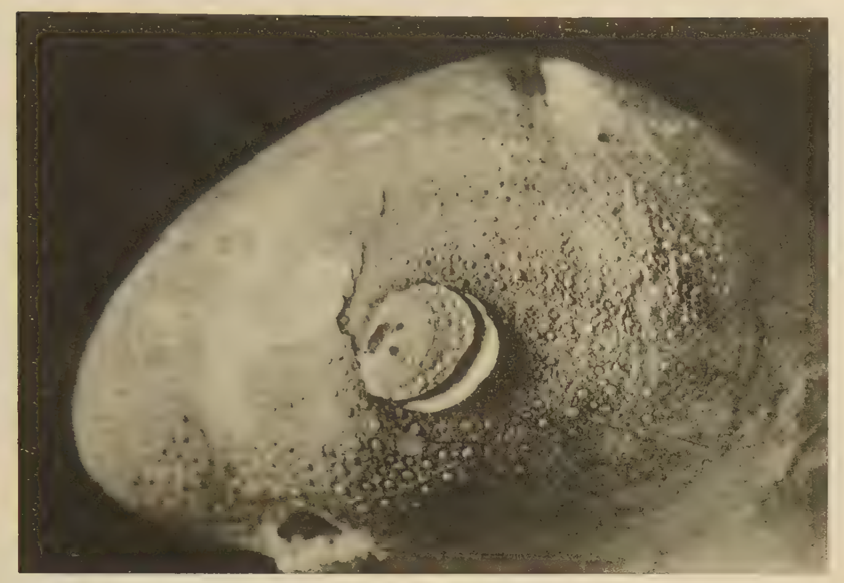
3

Note de M. TERS

Bull. Soc. Géol. de France

S. 6.; t. I; pl. XXIII b





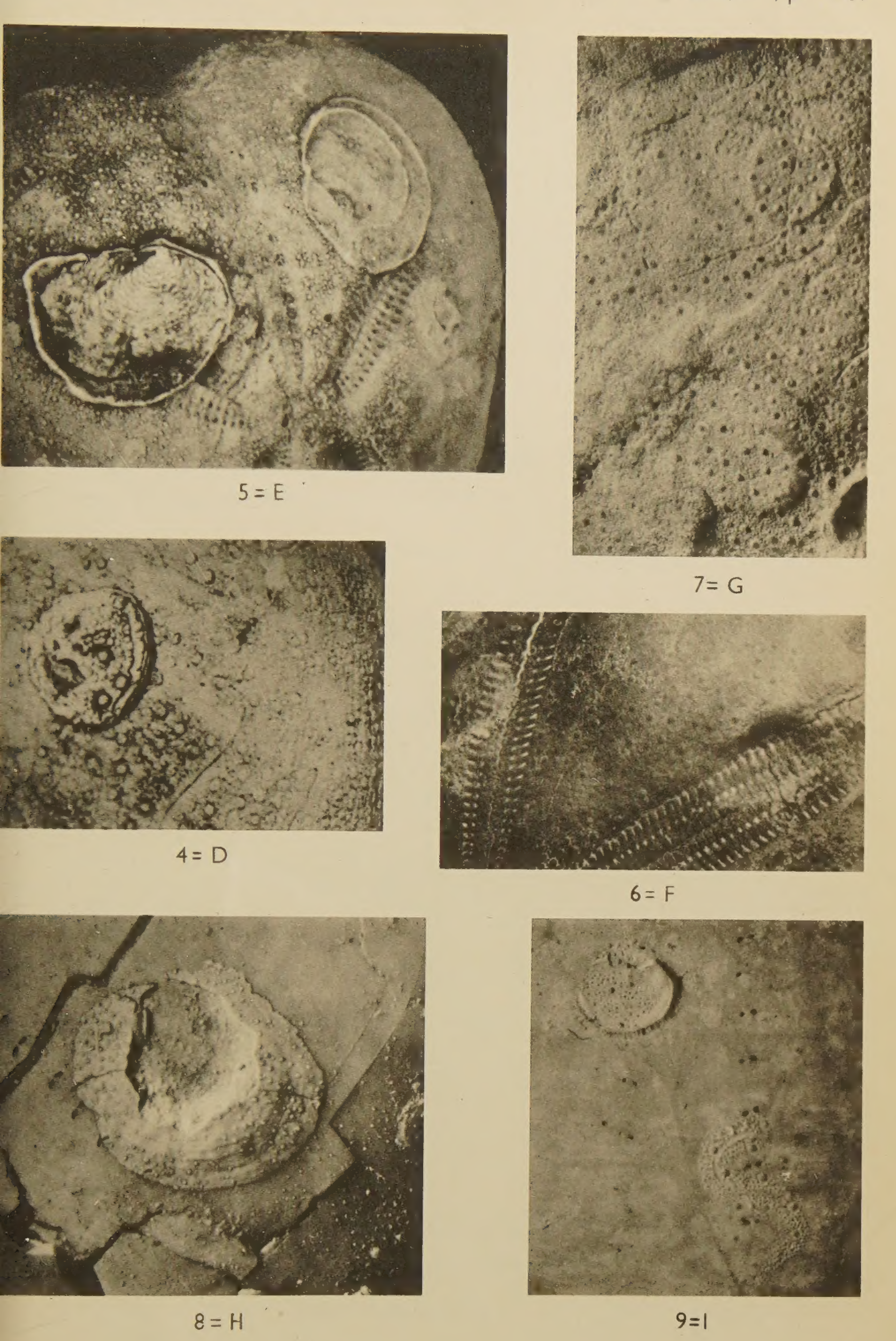
1= A



2= B



3= C



5 = E

7 = G

4 = D

6 = F

8 = H

9 = I

TABLE DES MATIÈRES (Tome I, Fascicule 8)

La gérante de la Soc. Géol. : M. Haumont.

Imprimerie Protat frères, Mâcon. N° 6512. — Juillet 1952. — N° éditeur 92.
Dépôt légal 3e trimestre 1952.

Prix du Fascicule : **480** fr.